HAUPTZÜGE IM BAU DES SÜDRANDES DER PUNA DE ATACAMA

(CORDILLEREN NORDWESTARGENTINIENS)

HABILITATIONSSCHRIFT

DURCH WELCHE MIT GENEHMIGUNG DER
PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT DER UNIVERSITÄT LEIPZIG
ZU SEINER

AM 28. OKTOBER 1914 IM ALBERTINUM
HÖRSAAL No. 27

VON 12—1 UHR

STATTFINDENDEN PROBEVORLESUNG ÜBER

DIE METHODISCHE BEDEUTUNG DER MORPHOLOGIE FÜR GEOLOGISCHE, SPEZIELL TEKTONISCHE UNTERSUCHUNGEN

GANZ ERGEBENST EINLADET

Dr. WALTHER PENCK.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545810_0091

HAUPTZÜGE IM BAU DES SÜDRANDES DER PUNA DE ATACAMA

(CORDILLEREN NORDWESTARGENTINIENS)

HABILITATIONSSCHRIFT

DURCH WELCHE MIT GENEHMIGUNG DER
PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT DER UNIVERSITÄT LEIPZIG
ZU SEINER

AM 28. OKTOBER 1914 IM ALBERTINUM
HÖRSAAL No. 27

VON 12—1 UHR

ACAD.
LUGD.BAT.
BIBL.

STATTFINDENDEN PROBEVORLESUNG ÜBER

DIE METHODISCHE BEDEUTUNG DER MORPHOLOGIE FÜR GEOLOGISCHE, SPEZIELL TEKTONISCHE UNTERSUCHUNGEN

GANZ ERGEBENST EINLADET

DR. WALTHER PENCK.

Separat-Abdruck aus dem Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc. Beil.-Bd. XXXVIII.

Stuttgart 1914.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung

Nägele & Dr. Sproesser.

Druck von Carl Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Hauptzüge im Bau des Südrandes der Puna de Atacama (Cordilleren Nordwestargentiniens).

Von

Dr. **Walther Penck** in Buenos Aires.

Mit Taf. XXIV—XXVII und 2 Textfiguren.

Die hier niedergelegten Ergebnisse wurden auf einer zweijährigen Reise in der Puna und ihren Randgebieten gewonnen, mit deren topographischer und geologischer Aufnahme ich als Mitglied der Direccion General de Minas, Geologia e Hidrologia in den Jahren 1912—1914 betraut worden war. Der argentinischen Regierung spreche ich an dieser Stelle meinen Dank aus, da sie mir durch den Leiter obengenannter Anstalt, Herrn H. Hermitte, die Erlaubnis erteilte, vorliegende Arbeit in deutscher Sprache zu publizieren.

Keinerlei geologische Untersuchungen sind bis heute am Punarand ausgeführt worden außer der unübertroffenen Karte von L. Brackebusch[1]. Dies großartige Werk gibt einen richtigen Überblick über die topographischen und geologischen Verhältnisse des Gebirges. Aber der kleine Maßstab 1 : 1 000 000 erlaubte nicht detailliertere Geländedarstellungen, so daß die Karte keine Grundlage für Aufnahmen größeren Maßstabes bilden kann. Noch viel weniger genügt die Karte G. Langes[2] von Catamarca als topographische Unterlage. Sie enthält eine solche Menge grober Fehler, daß sie vollkommen un-

[1] Mapa geologico del interior de la Republica Argentina. Gotha 1891.

[2] Mapa de la Provincia de Catamarca. Museo de la Plata 1893. Atlas geografico de la Republica Argentina. 1 : 500 000.

brauchbar erscheint. Zudem gibt die Darstellungsmethode kein Bild von Charakter und Form der Gebirge.

Für die geologischen Aufnahmen im Maßstab 1 : 200000, die ich als argentinischer Staatsgeologe auszuführen hatte[1], mußte zunächst eine topographische Grundlage geschaffen werden. Die beiden ersten Monate meiner Reise waren vornehmlich topographischen Vorarbeiten gewidmet. Dabei unterstützte mich in ausgezeichneter Weise Herr F. Graef, Chef der Seccion de Topografia, durch Vermessung eines Triangulationsdreieckes. Zwischen Puesto und Tinogasta wurde eine 1,6 km lange Basis gelegt, durch Winkelmessungen mit zwei markanten Bergspitzen verbunden und die Station Tinogasta durch ein weiteres Dreieck angegliedert. Diese Operationen lieferten den Maßstab der Karte, zwei Fixpunkte erster Ordnung und die Lage der Karte innerhalb des Kontinentes, denn die Koordinaten von Tinogasta, Bahnhof, sind offiziell bekannt (Nivellement des F. C. A. del Norte). An der Basis wurde hierauf die astronomische Nordrichtung durch 2 Beobachtungen von Sternkulminationen festgelegt und eine östliche Deklination von 11° 38′ bestimmt. Die derart gewonnenen Daten wurden auf einen Peiltisch von Ed. Sprenger übertragen, und die Aufnahmen nach der Methode der graphischen Triangulation[2] nahmen ihren Anfang.

Die Vorteile der Peiltischaufnahmen sind vielgestaltig; auch hier haben diese zu ausgezeichneten Resultaten geführt. Im Felde selbst entsteht schon eine in sich richtige Karte, deren Genauigkeit durch Erhöhung der Zahl der Schnittpunkte außerordentlich groß gemacht werden kann. Die Arbeit fordert das Ersteigen hoch gelegener Punkte; das bringt einen vortrefflichen Überblick nicht nur über topographische, sondern auch geologische Verhältnisse mit sich. Die Höhen werden direkt durch Aneroid und Siedethermometer

[1] Vergl. Walther Penck, La estructura geologica del Valle de Fiambalá y las Cordilleras limitrofes al Norte de Tinogasta, Provincia de Catamarca. Boletin del Ministerio de Agricultura. Buenos Aires. 1914.

[2] Im endgültigen Bericht werde ich den von mir eingeschlagenen Weg näher erörtern; vorläufig verweise ich auf F. Jaeger, Das Hochland der Riesenkrater, Teil I; Ergänzungsheft 4 der Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten. Berlin 1911.

oder indirekt durch Horizontglas bestimmt. Die Isohypsen, die sogleich in die Karte eingetragen werden, verlaufen nicht willkürlich, sondern den durch Fixpunkte vorgezeichneten Weg. Der Form der Berge und Täler kann Rechnung getragen werden, was bei einer Ausarbeitung der Karte nach der Rückkehr von einer Reise nicht durchweg möglich wäre. Ein engmaschiges Routennetz ist Voraussetzung; das kommt wieder der geologischen Untersuchung zugute. Deren Ergebnisse können sogleich eingetragen werden — und zwar bewährte es sich, die geologische Kartierung auf Pausblättern auszuführen, die sich mit der Peiltischaufnahme deckten —, willkürliche Eintragungen nicht untersuchter Gebiete werden vermieden, Diskrepanzen, Unklarheiten können beseitigt werden, denn solche sind auf den Kartenblättern sofort sichtbar. Die Peiltischaufnahme arbeitet flächenhaft, genau wie geologische Kartierung, bildet also für diese die beste Grundlage in unbekannten Gebieten.

Dies alles sind Vorzüge, die Itineraraufnahmen selbst bei engem Routennetz nicht gewähren. Vor allem folgen solche Aufnahmen eben Wegen, also Linien, die sich notwendigerweise zum großen Teil auf Täler beschränken. Lehrreich in dieser Hinsicht ist z. B. die Karte, die unlängst F. Kühn[1] entworfen hat. Trotz des relativ großen Maßstabes beschränkt sich die Route auf einen einzigen, wenig komplizierten Weg, abseits von dem jede weitere Darstellung notwendig unterbleiben mußte, so daß man den Eindruck gewinnt, in ein nie betretenes, weltentlegenes Gebiet geführt zu werden. Und doch handelt es sich um die vielbegangene Gegend westlich vom Espinazitopasse, die unter anderen Schiller, Stelzner, Bodenbender, Güssfeld bereist haben. Kühn's Karte ist linienhaft; sie mußte auf den Versuch, Charakter und Form von Gebirgen und Tälern wiederzugeben, ganz verzichten.

Ganz allgemein sind Itineraraufnahmen als unzureichender Notbehelf zu betrachten, besonders aber in einem Gebiet, in dem eine Karte von der Qualität der von Brackebusch vorliegt.

Mit Hilfe der graphischen Triangulation ist nicht nur das ganze mir zur Untersuchung übertragene Gebiet mit

[1] Aus den Hochcordilleren von San Juan (Argentinien). Peterm. Mitteil. 1913. II. Taf. 6.

einem Dreiecksnetz überspannt, es ist auch schon in einem Jahr die ganze Südhälfte, an 7000 km², fertiggestellt worden. Die im folgenden gemachten Angaben beziehen sich vor allen Dingen auf das fertigkartierte Gebiet (= der gesamte Bolson von Fiambalá, die westlich angrenzenden Teile der Famatinakette, die Sierra de Fiambalá — Sierra de Gulampaja [östlich von Fiambalá] — bis in die Breite von Cazadero-Tolar [1], also 27—28° s. Br. und 67½—68° w. L.)

Das ganze Gebiet östlich vom Rio Jaguel ist uraltes Land, das mindestens seit Perm ähnliche stratigraphische Züge trug wie heute. Es lassen sich also außer den Eruptivgesteinen vornehmlich zwei Gesteinstypen unterscheiden:

a) die ältere Serie, vorwiegend kristalline Schiefer, altpaläozoisch und älter;

b) carbon-permisch bis heute, terrestre Bildungen, vorwiegend Sandsteine und Konglomerate.

a) Die ältere Serie.

Das hauptsächlichste Verbreitungsgebiet der kristallinen Schiefer ist die Sierra de Fiambalá, östlich von Fiambalá. Bis zur Laguna Blanca setzen sie in Verbindung mit Graniten, Gneisen, Dioriten (Amphibolitgängen) das ganze Gebirge zusammen. Diese Gebirge tragen alle Züge der „Pampinen Sierren" Stelzner's [2]. Es sind vorwiegend feinblätterige Glimmerschiefer, petrographisch wechselnd, häufig gneisartig; durch die wohlerhaltene Schichtung kommt der einfache Faltenwurf deutlich zum Ausdruck. Gegen den Kamm des Gebirges legen sich diese alten Sedimente mantelförmig auf einen feinkörnigen, schlierigen Injektionsgneis, der am Kontakt eine innig verknetete, verfältelte, fluidale Struktur aufweist. In seinem Auftreten erinnert das Gestein an Zentralgneis. Eine Reihe mächtiger Granitstöcke durchbricht die genannten Massive. Verbreitet ist ein grobkörniger Typus, porphyrartig an vielen Stellen durch riesige Orthoklaskristalle, der sich im Streichen bis Chilecito (La Rioja) verfolgen läßt. Im Norden des Bolsons

[1] Vergl. hierzu und in folgendem Taf. XXIV.

[2] Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik. I. 1885.

von Fiambalá ist solch ein Granitstock über ein Areal von wohl 1500 km² aufgeschlossen. Meist nur leicht geschiefert, wird in der Nähe von Störungen die Schieferung so erheblich, daß nur durch das Verfolgen des Überganges zu normalem Granit das Ursprungsgestein dieser Gneise eindeutig festgestellt werden kann. Auf diese Intrusivmassen sind vermutlich die wenig oder gar nicht geschieferten hellen Granitgänge von oft bedeutender Mächtigkeit zurückzuführen, die in der Sierra de Fiambalá den Zentralgneis durchsetzen. Eine Ganggefolgschaft von Apliten und Pegmatiten, die dem einen oder anderen Massiv angehört, ist gleichfalls geschiefert.

Den Glimmerschiefern dürfte eher ein paläozoisches als präcambrisches Alter zukommen. Das im Nevado Famatina sicher nachgewiesene Silur wird nach Norden zu ja auch derart hoch metamorph, daß es dort als Paläozoicum nicht mehr erkannt werden kann. Die weitgehende Metamorphose der alten Sedimente im Norden hängt höchst wahrscheinlich mit der Entstehung des Zentralgneises zusammen, der Hunderte von Quadratkilometern in stets gleichbleibender Homogenität den Kamm der Sierra de Fiambalá aufbaut. Er ist ein Intrusivgestein, vermutlich eine jener Aufschmelzungszonen (von normaler Granitinjektion gefolgt), wie sie Königsberger[1] unlängst für Europa angenommen hat. Diese Vorgänge sind enge verknüpft mit der paläozoischen Gebirgsbildung Südamerikas. Ihr folgte Abtragung und diskordante Auflagerung der Paganzoschichten[2]; darin stimmen alle „Pampinen Sierren" überein.

Jüngere Faltung fehlt; Bruchsysteme bilden die Dislokationen.

Der pampinen Sierre steht im Westen die gewaltige Famatinakette, westlich vom Bolson von Fiambalá, gegenüber. Ein Mantel gefalteter Sandsteine umgibt die bis 5000 m und mehr aufragenden Hochkämme. Diese terrestren, wasserdurchlässigen Ablagerungen gestalten hier die Untersuchung recht schwierig. Sie sind in schwer zugängliche badlands zer-

[1] J. Königsberger, Über Gneisbildung und Aufschmelzungszonen der Erdkruste in Europa. Geol. Rundschau. III. Heft 5/6. p. 297.

[2] W. Bodenbender, La Sierra de Cordoba. Anales del Ministerio de Agricultura. Seccion Geologia etc. Bd. I. No. 2. Buenos Aires 1905.

schnitten, in denen viele Strecken zu Fuß zurückgelegt werden müssen und dies bei Temperaturen, die tagelang nicht unter 40° C im Schatten sinken. Wasser- und Vegetationslosigkeit sind die hervorstechenden Züge, zu denen die Hochkämme selbst in angenehmem Kontrast stehen. Die Granite jener Region ragen bis in Höhen hinauf, die von den regenbringenden Ostwinden bestrichen werden. Wolken, Wasser, bescheidener Graswuchs, allerdings auffällig niedere Temperaturen (im März schon Nacht für Nacht — 12° C bei nur 3400 m Höhe und einer südlichen Breite von 28°) sind dem Reisen sehr förderlich.

Westlich der Famatinakette[1] findet sich im Chaschuiltal eine Schieferserie, deren Charakter wesentlich von dem der bisher erwähnten Schiefer abweicht. Sie setzen bei Chaschuil ein unruhiges Bergland zusammen, das sich schließlich mit der Famatinakette vereinigt, und zwar wird die Verbindung hergestellt durch jugendliche Granitmassive, welche die Schiefer von Chaschuil nach Norden zu abschneiden. Letztere haben die Schichtung bewahrt; diese enthüllt einen einfachen Bau, einige nach Osten überschlagene Falten. In den stark verkieselten, hochmetamorphen Massen fehlen Fossilien vollständig. Schliffe lassen Übergänge von kalkhaltigen (wohl Schalenreste), hellen Gesteinen zu grünen bis weißen Hornfelsen erkennen. Mit ihnen wechseln grüne, feste, kieselig splitternde Massen, die aus Tonschiefern und Phylliten hervorgegangen sein dürften. Quarzite treten in diesen Gesteinen auf. In der Vorcordillere[2] kennt man eine ähnliche Folge von Hornfelsen aus dem Devon, deren Konsistenz durch granitische Intrusionen hervorgerufen worden ist. Ein Gleiches gilt für die Schiefer von Chaschuil, die in ihrer Gesamtheit metamorph sind. Das ist nicht verwunderlich, wenn man die außerordentlichen Granitmassen in Betracht zieht, die — zu Nord—Süd streichenden Zonen geordnet — in den Schiefern stecken. Nach Norden zu werden diese ja völlig verdrängt durch die Intrusivgesteine.

[1] Irrtümlicherweise gibt Brackebusch auf seiner Karte schon in der Breite von Fiambalá Paläozoicum in der Famatinakette selbst an (Sierra Narvaez).

[2] R. Stappenbeck, La Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales Ministerio Agricultura. Seccion Geologia etc. 4. No. 3. Buenos Aires 1910.

Sehr charakteristisch für die Chaschuilserie sind breite dunkelgrüne und violette, grauwackenähnliche Breccienbänke. Es sind stark veränderte Lapillituffe eines Plagioklasgesteins, wahrscheinlich von Porphyrit oder Melaphyr. Jünger als diese, aber noch immer älter als die Faltung, also bemerkenswert unterschieden von der Stellung der Andengranite (p. 656), ist eine Serie saurer perlitischer und felsitischer Brecciengesteine, die als Stöcke die Chaschuilschiefer durchbrechen und als Lagergänge die hangenden Paganzoschichten durchsetzen, ein Paket aufs regelmäßigste wechselnder, gefritteter Sandstein- und Felsitbänke bildend.

Spätere Untersuchungen legten mir den Gedanken nahe, die vielgestaltigen, bunten Felsite als Produkte der Aufschmelzung (Schiefer und Massengesteine des alten Gebirges als Ausgangsmaterial) unter dem Einfluß früher tektonischer Vorgänge (p. 682) aufzufassen. In Genese und Habitus stellen sie meiner Ansicht nach Vorläufer der Andengesteine dar.

Im Streichen des Paläozoicums der Vorcordillere erscheint am oberen Rio Jaguel wieder eine Schiefermasse (etwa 30 km westlich von Chaschuil), die sich durch ihr NNO.-Streichen der Famatinakette nähert und diese in der Breite von Cazadero (40 km nördlich Chaschuil) wirklich erreicht. Die Kalklager, die ich am Jaguel in den Tonschiefern[1] gesehen habe, fand ich gegen Norden nicht wieder. Glimmerschiefer mit Pegmatit- und parallel der Schieferung ausgewalzten Amphibolitgängen halte ich für das Liegende der Tonschiefer, die schon Brackebusch[2] erwähnt. Diese Serien erreichen die Famatinakette, werden auf ihrer Höhe durch Felsitmassen ersetzt[3] und streichen jenseits (Ostseite) der Kette nach NNO weiter.

Junge, tertiäre Faltung charakterisiert die Famatinakette[4] im Gegensatz zu den östlicheren Gebirgszügen. Das bekunden die jüngeren Sedimente, vor allem Sandsteine, die zu geradezu

[1] Nach Stappenbeck (Precordillera l. c. p. 32 u. Profil IV) kommen wechselnde Phyllite und Kalke im Devon vor.

[2] L. Brackebusch, Die Cordillerenpässe. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin. 27. p. 295.

[3] Vergl. obige Bemerkung (p. 649, 682) über Aufschmelzung.

[4] H. Keidel rechnet (Compt. rend. XI. Congr. géol. intern. Stockholm 1910. p. 1133) den Famatina noch zu den pampinen Sierren.

verwirrender Entfaltung gelangen. Das kristalline Gebirge als deren Unterlage konnte ich nur westlich meines Gebietes unmittelbar beobachten.

b) Die jüngeren Sedimente.

I. Paganzoschichten. Am oberen Rio Jaguel lieferten Mergel und Kohlenschiefer, die zusammen mit Arkosen das Paläozoicum diskordant bedecken, eine individuenreiche Carbon-Perm-Flora[1]. Westlich Cazadero (siehe oben) transgredieren dieselben Mergel und Sandsteine mit grobem Konglomerat über das Grundgebirge. Es handelt sich um die untersten Horizonte der Paganzoschichten[2].

Nach oben häufen sich mächtige Sandsteine, die sich als leuchtend roter Sedimentmantel um die Flanken der Famatinakette legen. Ihr transgredierender Charakter deutet ebenso wie das gleichmäßig feine Korn der Sandsteine auf die Flachheit des Paganzolandes, ihre rote Farbe (Fe_2O_3) auf dessen Tiefenlage, in der hohe Durchschnittstemperaturen herrschten.

In den Paganzoschichten meines engeren Gebietes fand sich nahe ihrer Basis in Mergeln, die mit groben Konglomeraten wechseln, ein *Cardiopteris polymorpha*, das Herr Prof. F. Kurtz, Cordoba, zu bestimmen die Freundlichkeit hatte. Neben später zu erwähnenden Baumstämmen ist dies das einzige Fossil, das die viele Kilometer mächtigen terrestren Ablagerungen in einem Bezirk von 7000 km² lieferten. Das erläutert hinreichend die Schwierigkeiten stratigraphischer Arbeit im Bereiche der Famatinakette.

Außer den erwähnten Lagen ist die Paganzoserie nahezu konglomeratleer. Ein schmales Arkoseband bildet

[1] Von L. Brackebusch (Cordillerenpässe, l. c. p. 297) mit „rhätisch (?)“ bezeichnet.

[2] G. Bodenbender (Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limitrofes. Bol. Ac. Nac. Ciencias Cordoba. **19**. Entrega 1. 1911. p. 47) nennt so permocarbonische bis triassische Ablagerungen kontinentalen Ursprungs. Hat er diesen Ursprung auch für eine Abteilung der Sedimente negieren wollen, so besteht doch kein Zweifel, daß in den fraglichen Gebieten seit Perm ununterbrochen Land bestand (vergl. W. Penck, Referat über vorzitierte Arbeit. Geol. Rundschau. **4**. 2. 1913. p. 121).

streckenweise einen guten Leithorizont für die oberen Niveaus.

Was in all den roten Sandsteinen bis weit in die Puna hinein die Paganzoserie auch ohne Fossilien erkennen läßt, sind die Einschaltungen von feinen, mergeligen, dünnplattigen Schichten, oft auch entfärbt, die durch Knollen und Bänder grauen Flints und roten Carneols ausgezeichnet sind. Aus solchen „Zwischenschichten" stammt das Fossil. Sonst ist die Analogie mit Buntsandstein eine geradezu erstaunliche, wenn diesem auch die Melaphyrlaven und -gänge fehlen, wie sie — keineswegs überall — in der Paganzoserie vorkommen (ausgezeichnet entwickelt in der Troya).

II. Scheinbar konkordant folgen auf den Paganzoschichten homogene schwarzbraune bis rötlichbraune Sandsteine. Daß diese vom Liegenden durch eine Erosionsdiskordanz geschieden sind, wird zweifellos, wenn wir beobachten, wie sie auf recht verschiedenen Niveaus der Paganzoschichten aufruhen; so bei Guanchin wenige Meter über den Zwischenschichten, in der Troya ein paar hundert Meter von diesen durch rote Sandsteine getrennt. Bedeutsam ist, daß die braunen Sandsteine gegen Westen geringmächtig werden und ganz auszukeilen scheinen. Dort (oberer Jaguel) treten Andesittuffe an ihre Stelle. Andesit[1] in Form von Tuffbänken und Geröllen charakterisiert diese Serie als Calchaquischichten[2]. In weiten Gebieten lassen sie eine Gliederung in einen liegenden Sandstein- und einen hangenden Konglomeratkomplex erkennen.

In der Gegend von Tinogasta gehören die sterilen, bis 3000 m hohen Sandsteinketten, die den Bolson von Fiambalá unmittelbar nach Westen hin begrenzen, den Calchaquischichten an. Die 3—4 km mächtigen Massen geben ein klassisches Bild fossiler Wildbachbildungen, besitzen also Schuttkegelstruktur, wie sie heute noch durch „crecientes" (Wildwässer) im Trockengebiet erzeugt wird. In den heutigen Bolsonen sehen wir folgendes: Im allgemeinen niederschlagslose, traurige Wüsten, empfangen sie alles Wasser von den umgebenden Höhen. Tinogasta z. B. hat eine ausgesprochene

[1] Besonders ist ein grauer Hornblendeandesit leitend.

[2] Vergl. G. Bodenbender, La Rioja etc. l. c.

Regenzeit (Januar—Februar), d. h. eine Zeit, in der die Gebirge verhältnismäßig viel Wasser empfangen. Die trockenen Schluchten füllen sich nach jedem Guß meterhoch mit reißenden Gewässern, die auf die mählich gewaltig anschwellenden Schuttkegel ungeheure Massen meist groben Schuttes wälzen: Konglomerate entstehen. In den Zwischenzeiten, solange Wasser rieseln, wird in den vielverzweigten Flußarmen nur noch Sand transportiert und abgelagert, letzteres überwiegend in der Gebirgsferne. In der Trockenzeit werden gelegentlich (besonders beim Abflauen einer creciente) nur Tonhäute gebildet, die austrocknen, sich abblättern und einrollen, um bei neuen Regen bis in das Sandgebiet verschwemmt zu werden. Es findet nicht nur eine Saigerung statt mit der Entfernung vom Gebirge, sondern auch an jeder Stelle eines Wildbacharmes mit dem Versiegen fließenden Wassers. So sieht man in den Flußbetten der Schuttkegel überall Konglomerate, Sande und Tone (Mergel) neben- und übereinander. Nichts ist inkonstanter, als solch ein Flußarm. Jede neue Creciente verlegt ihn, schafft ein neues, sich vielfach gabelndes System von Abflußrinnen. Ein Schuttkegel - wo sie gehoben und zerschnitten sind, gibt es gute Aufschlüsse — baut sich demnach nahe seiner Wurzel vorwiegend aus Konglomeraten, sehr wenig Sandstein, verschwindend wenig Mergel auf; in größerer Gebirgsferne nehmen die Konglomerate ab, um den Sandsteinen und Mergeln mehr Raum zu geben, in den Tiefen der Senken finden wir Sandsteine und Mergel allein. Hier entsprechen die Sandsteine den Wildwasserzeiten, die Mergel deren Abflauen. Begreiflicherweise gibt es keine durchgehenden Horizonte, sondern rasch keilen — dem jeweiligen Wasserarm entsprechend — die einen Schichten aus, um durch andere ersetzt zu werden.

Das Ergebnis sind Komplexe, wie die erwähnten Calchaquischichten, die viele Hunderte von Metern mit gewissen Schwankungen den regelmäßigen Wechsel von dicken Konglomeratbänken (1 m und mehr), breiteren Sandsteinstraten (ca. 2 m) und dünnen Mergellagen zeigen. Mergelschmitzen in den Sandsteinen sind eine verbreitete Erscheinung, ebenso Wellenfurchen und Trockenrisse — Dinge, die der

Reisende allenthalben an den heute entstehenden Schuttkegeln wahrnehmen kann [1].

Wenn die Calchaquikonglomerate, wie p. 670 besprochen werden soll, frühtertiär sind, so rücken die oben erwähnten liegenden Sandsteine wohl bis in die Kreide. Die Erosionsdiskordanz in ihrem Liegenden kann ich nur als mesozoisch ansehen. Es lassen sich dafür einige Anhaltspunkte gewinnen: die Sandsteine gehen nach oben einwandfrei konkordant in konglomeratreiche Massen über, die neben Andesitgeröllen auch solche von Paganzosandstein enthalten. Letztere sprechen für kräftige Erosion in benachbarten Gebieten [2]. Die Mächtigkeit der mit Sandstein regelmäßig wechselnden Konglomerate (eben der Calchaquischichten Bodenbender's) setzt eine lange Dauer der Abtragung voraus. In der Tat sind durch sie im Osten (pampine Sierre) die Paganzoschichten gänzlich entfernt worden, und die liegende Sandsteinfazies der Calchaquischichten ruht dort unmittelbar auf kristallinem Gebirge auf. Bei San Salvador (NO. von Tinogasta) ist die Auflagerungsfläche, eine verbogene Rumpfebene, vortrefflich erhalten (Abb. 1).

Aus diesen Tatsachen erklärt sich das Fehlen jurassischer Ablagerungen und der im Süden und am Ostrand der Cordillere so wohl ausgebildeten roten Sandsteine der Oberkreide [3] in der Gegend der Puna de Atacama. Daß sie Abtragungsbezirk war, geht noch aus anderen Tatsachen hervor: in den braunen Sandsteinen hat Bodenbender [4] weiter südlich eine kalkige Fossilschicht gefunden, die zu den Fossilien von Sta. Maria im Osten Beziehungen zu haben scheint. Sie wäre demnach cretacisch [5]. Mergelige dolomitische Schichten zeichnen die

[1] Die Verteilung: Konglomeratfazies im Osten, mächtige Sandsteine in ihrem Liegenden im Westen (Famatinakette), deutet auf ein Gefälle zur Calchaquizeit von der Sierra de Fiambalá nach Westen!

[2] Schon hier ergibt sich ein auffälliger Parallelismus mit der heutigen Orographie (vergl. hierzu den folgenden Abschnitt: „Die Puna de Atacama").

[3] H. Keidel (Compt. rend. XI. Congr. géol. intern. Stockholm 1910. p. 1129—1132) verlieh der Anschauung Ausdruck, die Puna sei von einer Schicht roter Kreidesandsteine bedeckt gewesen.

[4] Mündliche Mitteilung.

[5] Unterkreide nach einer älteren Ansicht Keidel's (l. c.), heute wird Sta. Maria in die Oberkreide gestellt.

Kreide von Sta. Maria aus. Solche gebirgsferne Bildungen fehlen in den analogen Sandsteinen des heutigen Punarandes (z. B. Fiambalá, Lajas); sichtlich nähert man sich von den genannten Fundstellen nach Nord und West dem cretacischen Abtragungsbezirk, man nähert sich dem Areal der heutigen Puna.

Die Präcalchaqui-(Präkreide-)Abtragung setzt tektonische Bewegungen voraus, die nach Rhät[1] begonnen haben dürften; sie fielen also in Jura bis Kreide.

Es sei noch einmal betont, daß es sich lediglich um die Gebiete östlich der mesozoischen Geosynklinale handelt, also um jene Cordillerenteile, die seit Perm Land sind.

Die Hauptfaltung der Cordillere schuf über all diesen Sedimenten eine scharfe, durchgehende Diskordanz.

III. Auf ihr liegt im Gebiet von Tinogasta—Fiambalá wieder eine mächtige Serie von Sandsteinen und Konglomeraten, eigentlich Schottern (= Punaschotter). Sie füllen die breiten Längsfurchen aus, in meinem Gebiet jene, die mit dem heutigen Bolson von Fiambalá zusammenfällt, transgredieren nur wenig über diesen tektonischen Rahmen und verschwinden mählich auf der Höhe der Puna. Zu Beginn der Abtragung muß die Senke sehr flach gewesen sein, denn feine Sandsteine, sandlößartige Bildungen, wie wir sie heute noch in den gebirgsfernen Teilen der Bolsone entstehen sehen, bilden die Basis der Punaschotter. Schon bei Ausbildung der Calchaquischichten haben wir Ähnliches (liegende Sandsteinfazies, transgredierende Hangendkonglomerate, p. 651) gesehen, und es wird sich noch weiter zeigen, daß in späterer Zeit wieder der Bolson von Einbiegungen bevorzugt wurde. Der Bolson von Fiambalá ist eine Scholle mit konstanter Tendenz zum Sinken.

Auf diese Massen und ihre nähere Umgrenzung komme ich noch einmal zurück.

[1] Rhät ist in weitem Bogen südlich der Puna bekannt. Nach Stappenbeck (Praecordillera l. c.) folgt darüber, mit Konglomeraten beginnend, Kreidesandstein. Diese Konglomerate müssen der ausgesprochenen Diskordanz im Norden entsprechen. Sie deuten auf Bewegungsvorgänge in der Zeit zwischen Rhät und Kreide. In der Tat fehlt Jura (Stappenbeck, l. c. p. 77).

Hebungsvorgänge jüngeren Datums haben kräftige Erosion im Bereich der bisher genannten Ablagerungen zur Folge gehabt. Die größeren Flüsse haben dabei ihren Lauf beibehalten und schneiden, wie Troya und Guanchin, in großartigen, antezedenten Durchbrüchen durch die Famatinakette. Vielphasig war der Gang der Bewegung; in vielen Stufen übereinander gewahrt man darum auch alte Talböden, Terrassen, Barrancas (= senkrechte Uferwände der in Alluvionen eingesenkten Flußbetten). Die „jüngeren Schotter" — im Gegensatz zu den älteren Punaschottern — der zerschnittenen Schuttkegel und auf Terrassen leiten in stetem Übergang zu den heutigen Alluvionen, Schuttkegeln und feinkörnigem Sandlöß in der Tiefe des Bolsons hinüber.

Die diluviale Klimaschwankung verrät sich in dem bislang untersuchten Gebiet in keiner Weise. Selbst die bis 5000 m aufragenden Gipfel zeigen keine Kare. Am Nevado Famatina (6024 m) selbst traf ich erst bei 5200 m Kare, denen keine Talgletscher entströmten. In der Puna sind glaziale Spuren nur auf die Nevados, aufgesetzte Vulkane, beschränkt; sie tragen auch heute ewigen Schnee, sofern sie über 6000 m aufragen. Am Nevado Bonete, den ich im Januar 1913 bestieg (Höhenbestimmung durch Aneroid und Siedethermometer ergab ein Mittel zwischen 6300—6400 m), fand ich erst bei 5400 m Kare, aus denen Schuttmassen (zerstreute Moränen) bis 5200 m hinabreichten. Stellenweise mag die glaziale Firngrenze auch in diesem Trockengebiet tiefer liegen. Die Hochflächen der Punagebirge aber, die sich selten über 5000 m Höhe erheben, tragen auch nicht ein Zeichen der Beeinflussung des Reliefs durch die Klimaschwankung[1]. Die Gehängeschuttbildung kann nicht angeführt werden, denn sie ist heute infolge der überaus kräftigen Insolation in vollstem Gang. Im Oberlauf einiger chilenischer Täler ist das Gekriech des sich stets erneuernden Gehängeschutts so ausgeprägt, daß die Flußterrassen (jungen Hebungsphasen entsprechend) stellenweise gänzlich verwischt sind und auch das Trockenbett des Flusses selbst verschüttet wird. Erst die nächste Creciente schafft

[1] Entgegen der Annahme W. Sievers' (Sammlung wissensch. Vorträge a. d. Geb. d. Naturw. u. Medizin. 5. Heft. Leipzig 1911) und L. Brackebusch's (Peterm. Mitteil. 1893. p. 153).

einen neuen Weg; freilich bleiben dort[1] Regen und Wildwasser oft Dezennien aus.

In Verbindung mit den fortdauernden Vorgängen tektonischer Natur stehen vulkanische Erscheinungen. Abgesehen von den älteren, schon genannten Gesteinen, verdienen die Andengranite besonderes Interesse; sie bauen zum großen Teil die Famatinakette auf. Ihr geringes Alter[2] bekunden die Intrusionen dadurch, daß sie die Falten der Paganzoschichten glatt abschneiden, Calchaquischichten durchbrechen, Hornblendeandesitgänge kappen. Letztere, eine petrographisch scharf umgrenzte Gesteinsgruppe, sind für die Calchaquischichten geradezu leitend und sind bis heute als Gerölle noch nie in älteren Bildungen angetroffen worden. Die Bedeutung der Andengranite werde ich später noch einmal kurz erörtern.

Der „Sierra Narvaez" genannte Teil der Famatinakette zwischen den Durchbrüchen der Troya und des Guanchinflusses ist ein Dorado für den Petrographen. 7 Massive durchdringen einander; grob- bis feinkörnig, z. T. porphyrisch ist die Ausbildung dieser oft syenitischen Gesteine. Eine Gefolgschaft von Quarzporphyren, Felsiten, Apliten, andererseits von basaltischen Gängen (porphyritisch bis camptonitisch, aber auch echter Olivinbasalt) zeichnet jedes der Massive aus. Die Massen nehmen einen bedeutenden Raum in Anspruch. Sie haben ihn auf Kosten des Paläozoicums gewonnen, das vom Cerro Negro an nordwärts nach Westen gedrängt erscheint (Serie von Chaschuil). In der Narvaez schwellen die Granite auf einmal erheblich an. Im paläozoischen Bogen mußten dadurch beträchtliche Spannungen erzeugt werden, denn er wurde besonders stark nach Westen gedrängt. Eine Blattverschiebung von etwa 2 km Horizontalausmaß löste die Spannung aus. Der Bruch, dem der Rio Chaschuil ein Stück weit folgt, streicht von NW. nach SO. und weist genau auf jene Stelle in der Sierra Narvaez, wo die Granitintrusionen sich mächtig

[1] Die Beobachtungen beziehen sich auf Gebiete zwischen 26° und 28° südlicher Breite.

[2] G. Steinmann (Geol. Rundschau. I. Heft 1—3. p. 30) hat in Bolivia die nahe Altersbeziehung der Andengranite zur Faltung festgelegt; siehe p. 682—683.

entfalten. Es ist das schönste Beispiel einer riesigen Blattverschiebung mit klarliegender Ursache, das ich kenne.

In der Sierra de Fiambalá können Altersbestimmungen für rote, grobkörnige Granite nicht direkt durchgeführt werden. Da mit diesen frischen Gesteinen aber Thermen in Verbindung stehen, ist an ihrem geringen Alter nicht zu zweifeln. Der Kontakt der Andengranite gegen kristalline Gesteine bringt regelmäßig Sulfide von Kupfer, Blei, Silber, Eisen, Cobalt, Arsenide und Sulfosalze mit sich. Die Lagerstätten[1] sind aber unbedeutend, und ihr Reichtum wird nur von der Bevölkerung sinnlos übertrieben. Auch in den entlegenen Cordillerengegenden regiert weniger die Arbeit als ungesunde Spekulation das Leben.

Die Granitintrusionen bilden eine kontinuierliche Reihe, die mit einer Intrusion in Punaschottern (Cieneguita de la Troya, westlich der Famatinakette) ihren Abschluß fand.

Andendiorit, von jüngerem Granit durchbrochen, fand sich im oberen Chaschuiltal. Seine Stellung ist nicht näher bekannt. Doch dürfte es sich um junge Massen handeln, wie bei den Trachytgängen von Coloraditos-Jume (Troya), die ich für Apophysen von Andengesteinen halte.

Ich habe nur noch der jüngsten Bildung, des Flugsandes, zu gedenken. Der Bolson von Fiambalá ist das klassische Gebiet der Stelzner'schen Sandgletscher. Es ist wiederholt angenommen worden[2], der Sand stamme aus der Puna im Westen. Dafür lassen sich aber keine Belege beibringen. Einmal bezeichnet kein Triebsand den Weg, den er genommen haben sollte, und die Puna jener Breiten birgt auch keinerlei Gesteine, die Quarzsand liefern könnten. Quarz ist aber der nahezu allein herrschende Bestandteil der Sandgletscher. Es ist richtig, daß die Weststürme der Puna strichweise Quarzsand mitschleppen und weite Schuttflächen polieren. So findet sich eine Schleifzone von Maricunga bis nahe an das Chaschuiltal. Weiter südlich (Bonetegegend) fehlen Sand und Sandschliffe. Das ist kein Wunder, denn die Quarzsandproduzenten, die wir auf der Westabdachung der Anden suchen müssen,

[1] Einen Bericht über sie, sowie die außerordentlich reiche Zinnmine von San Salvador habe ich im informe preliminar gegeben.

[2] L. Brackebusch, Peterm. Mitteil. 1893. p. 153.

sind eben nicht überall aufgeschlossen. In der Breite von Maricunga sind es Sandsteine des Rhät und des Neocom, die in der Umgebung des Paipotetales (Chile) Quarzsand liefern können. Für die Sandgletscher kommen aber diese Quellen nicht in Betracht. Deren Dünen und Barchane (Fig. 2) weisen von Süd nach Nord. In der Tat läßt sich von ihnen nach Süden ein ununterbrochener Dünenstreifen verfolgen, der im Becken von Tinogasta breit anschwillt. Die Granithöhen von Copacabana (südlich Tinogasta) werden von Sand überflutet. Südlich von ihnen im Bolson von Nonogasta (zwischen Nevado Famatina und Sierra Velasco) liegt ein langer Streifen nach Norden weisender Dünen, der immer unscheinbarer wird, bis in der Tiefe der genannten Depression das Ursprungsgebiet erreicht ist. Die Sandalluvionen, welche die Flüsse von Ost und West herabbringen, weniger wohl durch Zerstörung granitischer Gesteine als durch die älterer Sandsteine, sind die Lieferanten für die Dünen; fluviatile Ablagerungen, Sandlöß, werden ausgeblasen. Das Agens ist der Südwind. Täglich erhebt er sich in der Niederung und strömt in den Bolsonfurchen nach Norden, der Puna, dem Gebiet starker Insolation entgegen. Er hat den Charakter eines Talwindes, weht regelmäßig tagsüber und besitzt bei Fiambalá orkanartige Kraft. Die Sandmassen, die er täglich von Süden anschleppt, sind beträchtlich, und die Niederlassungen haben hart anzukämpfen (durch hohe Buschverhaue), den alles erstickenden Sand von den Kulturen abzuhalten. Demgegenüber ist der Mangel an äolischem Löß sehr auffällig. Nur an einer Stelle (bei San Salvador) habe ich ihn auf zerschnittenen Talböden gesehen, wo er offenbar zusammengeschwemmt war und von den tief in jüngere Schluchten eingesenkten Bergwassern nicht angegriffen werden konnte. Dies Verhalten hat — abgesehen von den Entstehungsbedingungen des Lösses gerade bei San Salvador — vermutlich zwei Gründe. Einmal liefern die Sandproduzenten, die älteren Sandsteine, überhaupt wenig Staub; sie sind ja sehr mergelarm. Dann aber überwiegt die fluviatile Erosion ganz bedeutend die äolische (besser, man spräche nur von äolischer Umlagerung, denn zu nennenswerter Erosion bringt es der Wind der Cordillerenwüsten ganz bestimmt nicht). Die feinsten

Bestandteile werden bis in die gebirgsfernsten Niederungen der abflußlosen Bolsone gespült. Sie sind nun an und für sich durch größere Adhäsion ausgezeichnet, liefern aber vor allem gegenüber dem Sand auch in den trockensten Gebieten Existenzbedingungen für den Dornbusch. Die großen Bolsone sind nicht kahl, sondern durchweg mit „monte“ bestanden. Der fixiert den Staub, aber nicht den labilen Sand. In den Ablagerungsgebieten des Triebsandes nun wird der Busch erstickt, der fluviatile Staub des Untergrundes durch Dünen konserviert. Die Möglichkeiten äolischer Lößbildung sind in der Cordillere und an deren Rändern zweifellos gering, geringer als die der Dünenbildung. Beide aber haben als Ursprung fluviatil aufbereitete Produkte.

Die Puna de Atacama.

Die Hauptergebnisse meiner Untersuchung beziehen sich auf die morphologische Entwicklung der Cordilleren Nordwestargentiniens[1]. In den geologischen Ereignissen zurückgreifend, läßt sich am besten an die Präcalchaquiabtragung anknüpfen (p. 653). Sie ist an vielen Stellen des Gebirges nachweisbar; so z. B. auch am Nordfuß der Sierra de Velasco und nördlich Mazan[2], wo sie nordwärts unter den Bolson von Andalgalá eintaucht, diesen somit zum ringsum abgeschlossenen Becken macht. Daraus geht schon hervor, daß die Fläche im Bereich der pampinen Sierren wellenförmig verbogen ist, derart, daß die N.—S. streichenden Gebirgsrücken Wellenbergen, die Bolsone Wellentälern gleichen[3].

[1] Die hier folgenden Darlegungen beschränke ich auf die Breiten zwischen 26° und 29° Süd, wenn nicht ausdrücklich weitere Gebiete zitiert sind!

[2] Die auf ihr liegenden Massen scheinen mir aber nicht Calchaquischichten zu sein. Ein ähnliches Phänomen beobachtet man am Südrand der Sierra del Cajon, ferner bei Gualfín und Puerta de Belén, wo dürftige Erosionsreste von Calchaquischichten zwischen der Rumpffläche und der hangenden Punaserie den Charakter der Fläche dartun.

[3] Die Bolsone sind aber nicht Senken mit einheitlichem Gefälle, sondern Reihen rundum geschlossener Kessel, an deren O.-W.- und N.-S.-Rändern häufig das Auftauchen von Calchaquischichten und der Abtragungsfläche darunter beobachtet werden kann. Es scheinen also weitphasige Wellensysteme zu interferieren, von denen das eine Nord—Süd, das andere ONO.—WSW. streicht. Von letzterem läßt sich nur aussagen, daß es nach Ablagerung der Calchaquischichten entstanden ist.

Das Verhalten derselben Fläche in der Famatinakette ist ein anderes; dort ist sie enger gefaltet. Die Grenze zwischen gefalteter und ungefalteter Cordillere streicht durch den Bolson von Fiambalá nach Norden. Wie sie beschaffen ist, werden wir später sehen. Vorerst mußte ein verwendbares Einteilungsprinzip für die terrestren Sedimente gefunden werden, denn die Fossilarmut gestattet keine stratigraphische Gliederung und erschwert dadurch die tektonische Untersuchung.

Solch zweckmäßiges Einteilungsprinzip bot sich in den regional durchgehenden Diskordanzen. Die Schichten, die diskordant auf dem kristallinen Gebirge liegen und in ihren unteren Teilen Carbon-Permpflanzen führen, werden als Paganzoschichten[1] zusammengefaßt. Der nachfolgenden (p. 654) mesozoischen Bewegung folgte Erosion, die zu kaum wahrnehmbarer Diskordanz (siehe p. 651) im Hangenden der Paganzoschichten, dabei aber auf weite Erstreckung zu deren nahezu vollständiger Zerstörung führte. Letzteres ist in den pampinen Sierren der Fall, die sich dadurch als Gebiet besonders starker mesozoischer Heraushebung dokumentieren. Um Hebung handelt es sich, nicht um Faltung, denn diese hätte zu scharfen Diskordanzen führen müssen. Das ist aber nirgends der Fall[2]. Transgredierend liegen über der mesozoischen Abtragungsfläche die Calchaquischichten. Wie wir sahen, gliedern sich diese am Rand des „Calchaquigebirges" in eine untere Sandstein- und eine obere Konglomeratfazies. Erstere ist auf heutige Senken beschränkt, letztere hat ihnen gegenüber transgredierenden Charakter. Auf die Konstanz der Ablagerungsgebiete, der Räume mit sinkender Tendenz, ist schon hingewiesen worden (p. 653, Anm. 1 und 654). Jetzt läßt sich hinzufügen, daß die Anlage mancher Bolsone, z. B. des Bolsons von Fiambalá, schon auf die mesozoische Bewegung zurückgeht.

Die Calchaquischichten werden nach oben durch eine

[1] Wo Rhät vorhanden ist, liegt es konkordant auf Paganzoschichten, gehört also organisch dazu. Nördlich vom Nevado Famatina ist kein Rhät mehr gefunden worden, wohl aber im Westen (pazifische Seite der Anden) der Puna.

[2] Vergl. auch p. 654, Anm. 1.

scharfe Diskordanz abgegrenzt; alles, was über dieser liegt, kann nicht mehr „Calchaqui" genannt werden (siehe unten p. 669, Anm. 1), soll dieser Name nicht zum Sammelbegriff für alle jüngeren Bildungen werden.

Um den Charakter der Bewegung kennen zu lernen, sind in folgender Tabelle die Ablagerungen der verschiedenen Epochen in den einzelnen Teilen der Cordillere und weiter bis Uruguay zusammengestellt worden. Aus ihr geht schon hervor, daß sich die mesozoische Diskordanz bis an den Atlantik verfolgen läßt, ausgeprägt durch das Transgredieren roter Kreide- oder Calchaquisandsteine über Paganzo- (resp. Sta. Catharina-)formation oder das kristalline Grundgebirge.

Trägt man, wie es in Tabelle II geschehen ist und wie es den natürlichen Verhältnissen entspricht, die Abtragungsgebiete als Wellenberge, die Sedimentationsräume als Wellentäler auf, so entrollt sich ein klares Bild von den epirogenetischen[1] Vorgängen des Mesozoicums, die im Frühjura (Transgredieren des marinen Unterlias in der Geosynklinale) beginnen und in der obersten Kreide ihren Höhepunkt erreichten. Dieser ist gekennzeichnet durch das Eintreten der orogenetischen Faltung.

Während im Westen Paganzoschichten fehlen und nur das Rhät, eine Bildung flachsten Landes, bis in die Geosynklinale transgrediert (p. 662, Anm. 1), die Gegend der Küstencordillere[2] also Abtragungsgebiet war, kehrten sich hier bis zum unteren Lias die Verhältnisse vollständig um und nahmen erst zwischen Unter- und Oberkreide wieder ursprünglichen Charakter an. Was flacher „Wellenberg" (westlich Rhät) war, wird Geosynklinale und hebt sich wieder zum Wellenberg[3]. Die Cordillerenteile östlich der Geosynklinale dagegen behielten in den behandelten Breiten

[1] Im Sinne H. Stille's (Compt. rend. XI. Congr. géol. intern. Stockholm 1910. p. 829).

[2] Vermutlich auch Landstriche westlich von ihr, die heute im Pazifik versenkt sind.

[3] Die Oszillationen, die Burckhardt (Profils géologiques transversaux de la Cordillère. Ann. Mus. La Plata 1900. Seccion Geologia. II) und W. Schiller (Anales Ministerio Agricultura. Seccion Gelogia etc. 7. No. 5. Buenos Aires 1912) innerhalb der Geosynklinale nachgewiesen haben, ändern nicht diese großen Züge der Tektonik.

Tabelle I. Profil von West nach Ost, etwa in der Breite von Tinogasta (28° s. B.).

Ost ⟶	Küstencordillere und Cordilleren der Geosynklinale	Östliche Cordilleren Pampine Sierren	Pampa	Uruguay
Paganzoschichten	— [1]	+	+ [2]	+ [3]
Jura	+ [1] [4]	—	? [2a]	—
Ältere Kreide	+ [1] —	—	+ [5]	+ [6]
Jüngere Kreide (Calchaqui)	+ [7] — —	— +	+ [5]	—
Punazeit (nach Faltung)	—	— +	+ [8]	—
Heute [9]	—	— +	+ [8]	—

\+ bedeutet vorhandene Sedimente, also Ablagerungsgebiet.
— bedeutet fehlende Ablagerungen, also Abtragungsgebiet.

[1] Bei Copiapó liegen Jura-Neocom direkt auf kristallinem Grundgebirge. Ostwärts ist unter dem Jura noch Rhät bekannt, das in der Geosynklinale selbst westwärts auskeilt (Solms-Laubach, Steinmann, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XII. 1899. p. 581. Möricke, dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX. F. v. Wolff, Geol.-petr. Untersuchungen, Chile. Dissertation. Berlin 1899. p. 7. G. Steinmann, Reisenotizen, Chile. Dies. Jahrb. 1884. I. p. 198).

[2] Bohrungen in der Pampa Central haben cretacische Schichten noch nicht durchteuft. Im Gran Chaco ist dies bei Alhuampa gelungen (freundliche Mitteilung des Herrn Dr. W. Möhring). Die Proben, die ich aus rund 1800—2000 m Tiefe gesehen habe, glimmerreiche, schwarze Mergel mit Equisetenabdrücken, halte ich für Paganzoschichten. Eine Bohrung in Buenos Aires (Valentin, Segundo censo de la Republica Argentina. 1895. Bd. I. Geologia. p. 91) traf bei 295 m unter denselben Kreidesandsteinen das kristalline Grundgebirge. Paganzoschichten können hier am Pampaostrand entweder wirklich nicht abgelagert oder wie in Uruguay im Mesozoicum wegerodiert worden sein.

[2a] Ein Teil der roten Massen, die sich in oberen Sandstein, oberen Mergel, unteren Sandstein, unteren Mergel gliedern, mag jurassisch sein.

[3] K. Walther, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXI. p. 590 und Centralbl. f. Min etc. 1912. No. 13. p. 398.

[4] Burckhardt, Profils géol. transversaux de la Cordillère. Ann. Mus. La Plata 1900. Seccion geol. etc. — Steuer, Pal. Abh. Dames. III. 3. 1897.

[5] R. Stappenbeck, Geologie des Untergrundes der Pampa: im Druck!

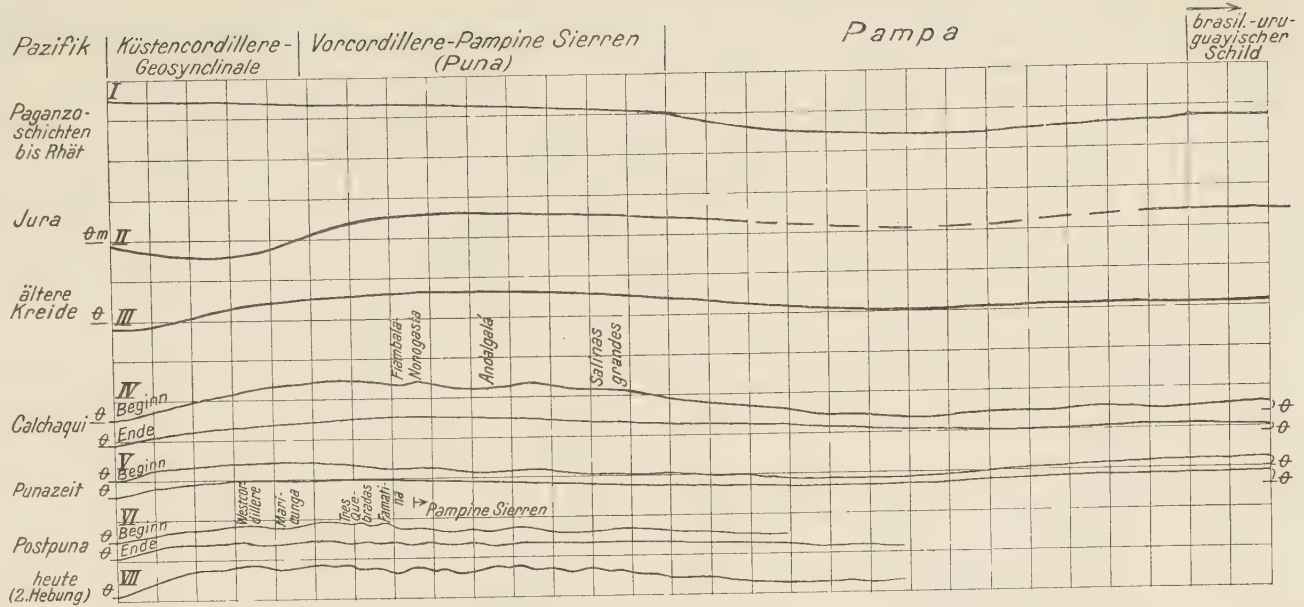
[6] São Bentosschichten White's und Walther's.

[7] Nur weit im Süden: Quiriquinaschichten, Obersenon. G. Steinmann, Deecke, Möricke, dies. Jahrb. Beil.-Bd. X. 1896. p. 1.

[8] Pampaformation.

[9] Ohne Rücksicht auf die Bolsonfüllungen im Innern der Cordillere.

Tabelle II.



Die Längen der Kurvenstücke sind zueinander ungefähr richtig dargestellt; die Höhen aber konnten nur annähernd auf das Meeresniveau bezogen werden, um marine Transgressionen überhaupt sichtbar zu machen. Die Überhöhung ist willkürlich. Die Kurven stellen Landoberflächen dar, zu Beginn einer Periode also unzerstörte Abtragungsflächen, mit noch unbeeinflußt tektonischem Gepräge. Gegen Ende der Epoche ist die Landoberfläche ausgeglichen durch Abtragung und Aufschüttung und wird durch nachfolgende Störungen wieder Abtragungsbezirk.

ihren Charakter als Aufragungen bei. Der Vorgang der mesozoischen Bewegung erinnert an das Bild der Schwingung eines elastischen Körpers, hervorgerufen durch ein Agens, das von der Seite her wirkt, aber nur Vertikalbewegung der Massenteilchen in verschiedenem Sinne auslöst. Die Bewegung pflanzt sich nach Osten fort und verklingt. Sehr gering nur kann ihr Ausmaß in Uruguay gewesen sein, denn wo unter den São Bentossandsteinen[1] die ältere Sta. Catharinaformation (beides Bildungen sehr flachen Landes) erhalten ist, ist nach K. Walther (l. c.) keine Diskordanz wahrzunehmen. Man gewinnt den Eindruck, als wäre man in Uruguay nahe der Landmasse, welche die jurassische „Schwingung" auffing. Diese Rolle kann nur der Gondwanakontinent (Brasilien-Argentinien-Afrika) übernommen haben, der ja um die Paganzozeit sicher noch bestand[2]. Es ist mechanisch leicht verständlich, daß diese starren Kontinentalmassen eine von Westen kommende Bewegungswelle bis zur Kompensation dämpfen konnten. Deren Ursprung im Westen zu suchen, haben wir alle Ursache, denn es zeigt sich, daß alle tektonischen Vorgänge in den Anden eine West—Ost gerichtete Komponente erkennen lassen (siehe später: erste und zweite Hebung). Im Hinblick auf die großen Tiefen des Pazifik gerade in der Nähe der chilenischen Küste, die durch Einbrüche entstanden sein dürften, erachte ich es für wahrscheinlich, daß ein Sinken des Ozeans[3] die Phänomene in der benachbarten Cordillere auslöste, in der Weise, daß der Einbruch küstenferner Schollen für die tektonischen Ereignisse des Mesozoicums verantwortlich gemacht werden darf, während küstennähere Einbrüche die Ereignisse späterer Zeit

[1] Daß die São Bentosschichten cretacisch seien, ist noch nicht bewiesen, doch wiederholt vermutet worden. Dafür spricht der transgredierende Charakter der Schichten (K. Walther, l. c. p. 405), in denen C. Guillemain (Zur Geologie Uruguays. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **63**. 1911. Monatsber. p. 203) von Gothan bestimmte jungmesozoische Bäume erwähnt.

[2] Th. Halle, Geological structure, Falkland Islands. Bull. Geol. Inst. Upsala. **11**. 1911. pag. 115.

[3] Mit Recht nennt Burckhardt den Pazifik das Rückland (im Sinne Suess') der Anden.

beeinflußten. Das ist mechanisch auch gut verständlich, weil dem Sinken eine Oberflächenverkürzung entspricht, und die eingeengten Massen der sinkenden Scholle auf die Nachbarscholle Seitendruck ausüben müssen.

Nahe dem Erreger hat die Bewegung größte Amplitude. Darum liegt die jurassische Geosynklinale dem Pazifik benachbart[1], ein Umstand, der für die Faltung von Bedeutung geworden ist. Bestätigen sich die Ausführungen Burckhardt's[2] über einen pazifischen Kontinent des Jura, so müßte man an den frühjurassischen Einbruch einiger von der chilenischen Küste recht weit entfernter Teile des Ozeans denken, und die derselben Küste benachbarten Meeresteile wären erst späterer Entstehung. Diese Voraussetzung würde manches Licht auf die entsprechenden Bewegungen der Cordillere werfen, vor allem auf den der Faltung zugrunde liegenden Vorgang.

Aus dem bisher Dargelegten geht schon hervor, daß es sich um fortdauernde Bewegungen mit einheitlicher Ursache handelt. Prononcierte Hauptphasen kommen in den Sedimenten als Diskordanzen zum Ausdruck. Auch die Faltung ist meiner Ansicht nach nur eine solche Phase. Die Geosynklinale hört auf, sich zu vertiefen, schmal nur ist der Streifen mariner Oberkreide. Es bereitet sich die Aufwärtsbewegung der Geosynklinale vor. Dadurch wird die Ähnlichkeit des epirogenetischen Vorganges mit einer Schwingung vervollkommnet. Der Höhepunkt des Aufsteigens ist durch Eintreten der orogenetischen Faltung markiert.

Sinken neue Teile des Pazifik, so wird zunächst die eingetiefte Geosynklinale vom Seitendruck betroffen, der ein Drängen des Westschenkels der Geosynklinale gegen deren Füllmasse verursacht, letztere nach Osten überfaltend. Überfaltung nach Osten ist ein hervorstechender Zug der westlichen Cordillerenglieder. Die Faltung

---

[1] Daß die kristalline Küstencordillere zur Geosynklinale gehört, nämlich deren entblößte Unterlage darstellt, geht aus den Juravorkommen von Melon-Purutún und Esmeralda (Taltal) hervor. (Möricke, dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX.)

[2] Burckhardt, Traces d'un ancien continent pacifique. Rev. Mus. La Plata. **10**. 1902. p. 179; vergl. auch p. 661, Anm. 2.

ist nur Begleiterscheinung eines epirogenetischen Phänomens, das, wie wir sehen werden, die gesamte Cordillere beeinflußte. Denn, war durch den kräftigen Impuls im Mesozoicum nicht gerade nahe dem heutigen Pazifik eine Geosynklinale eingetieft worden, so war hier bei verstärkter Kraft und intensiverem Seitendruck der erneuten Bewegung auch keine Faltung zu erwarten, sondern lediglich die Erscheinung, welche die pampinen Sierren auszeichnet: Hebung. Nicht prinzipiell ist der Gegensatz zwischen gefalteter und ungefalteter Cordillere, sondern er ist eine Funktion der mittelmesozoischen Bewegung.

Im nördlichen Teil des Bolsons von Fiambalá ist die Grenze zwischen gefaltetem und ungefaltetem Land erschlossen. Es ist keine Störung irgendwelcher Art wahrzunehmen; die alten Gesteine der pampinen Sierre greifen über die Depression nach Westen auf die Famatinakette über (La Palca) und tauchen nach West und Süd unter gefaltete Paganzoschichten. Die Famatinakette gehört also trotz Faltung nicht mehr zur mesozoischen Geosynklinale. Daraus geht hervor, daß die Faltung von Westen her über die Geosynklinale hinausgreift und auf ihrem Ostschenkel ausklingt[1]. Man beobachtet dementsprechend von der Palca aus, wo einzelne Sedimentschollen flach liegen — wenig östlich, in Las Lajas, fehlt Faltung schon vollständig —, ein Zunehmen der Faltungsintensität nach Westen hin, aber auch nach Süden in der Famatinakette selbst. Es gehören die pampinen Sierren[2] zum normalen Untergrund der Geosynklinale, und zwar bilden sie deren Ostschenkel, während die chilenische Küstencordillere den Westschenkel darstellt.

Dem Schub von Westen her ist es zuzuschreiben, daß die Faltung so weit nach Osten transgredierte. Die Erosion enthüllt hier die Wirkung, welche jene auf die kristallinen Gesteine ausübte. Die Granite und Gneise von Palca und La

[1] Das beigegebene Profil (Taf. XXV) schneidet die Famatinakette in der Sierra Narvaez. Der Ostrand der Geosynklinale wäre in die Bonetegegend zu verlegen.

[2] Ebenso das Paläozoicum der Vorcordillere; also auch dessen Fortsetzung nach Nord, die Schiefer von Jaguel und Chaschuil.

Mesada z. B. sind hochgradig geschiefert. Durch die Parallelstruktur ist zweifellos die Beweglichkeit erhöht worden, so daß die Schieferflächen, gleich den Schichtflächen der Sedimente, die Rolle von Gleitflächen übernehmen konnten, an denen die bei jeder Faltung notwendig entstehenden Differentialbewegungen zum Ausgleich kamen: die geschieferten Massen zeigen einen weitläufigen Faltenwurf in Mulden und Sättel. Alte Sedimente sind im Faltungsbereich[1] vielfach so verändert worden, daß ihre Fossile gänzlich zerstört sind.

Die Folgeerscheinung der epirogenetischen Bewegung, die in der Geosynklinale als Faltung einen prägnanten Ausdruck gefunden hat, ist Abtragung gewesen. Hier taucht das Punaproblem zum erstenmal auf.

Daß die Puna de Atacama keine Hochfläche ist, sondern ein Gebirgssystem, wird jeder erfahren, der dies Hochland mit seinen Pässen von 4800 m, seinen Tälern mit 3000—4000 m Höhe quert. Im Streichen (N.—S.) der abflußlosen Senken schweift der Blick in unendliche Fernen. Die meist salzerfüllten Depressionen sind begleitet von weitausholenden Gebirgsrücken, von denen aus sich stets dasselbe Bild entrollt: Nord—Süd streichende, breite Furchen; zu ihren Seiten Gebirgsmassen mit ebenen Kammlinien, über die sich isolierte Kegel, aufgesetzte Vulkane, oft bis in die Schneeregion erheben. Trotz der im allgemeinen sanften, breiten Formen fehlen in jenen abflußlosen Einöden doch nicht steile, felsige[2] Momente. Nahezu alle Nebentäler, die von den Depressionen seitlich in die Gebirgskörper einschneiden, sind tiefe, jugendliche Erosionsfurchen. Erst in deren Quellgebiet treten die flachen Formen der Gebirgshöhe auf. Bis in diese innersten Teile der Bergzüge ist jugendliche Erosion eben noch nicht gedrungen. Der Unterlauf der Bäche ist fast stets von Terrassen begleitet, welche anzeigen, daß sich jüngste Phasen von Vertikalverschiebungen auch hier geltend machen. Die

[1] Dieser streicht übrigens keineswegs geradlinig von Süd nach Nord (etwa parallel mit der Famatinakette), sondern buchtet sich in der Breite des Famatina nach Osten vor. Man darf wohl an Intensitätsschwankungen des Seitendrucks denken (vergl. p. 676), deren Ursache völlig dunkel ist.

[2] Erosion fehlt keineswegs, wie Reichert (Zeitschr. D.-Ö. Alpenverein. 1906. p. 154) meint.

Terrassen enden regelmäßig mit der Mündung der Flußläufe in die eigentliche Erosionsbasis (weite Ebenen, flache Schüsseln mit Lagunen, Salaren, riesigen Tellern gleich) und bekunden, daß hier Sedimentation fortdauert, während flußauf kräftige Erosion wirksam ist. Daraus schon geht hervor, daß die Puna ihre orographische Gliederung einer ihr parallelen tektonischen Struktur verdankt, d. h. daß die Senken Einbiegungen, die Gebirgszüge ebenfalls N.—S. streichende Aufwölbungen sind. Diese jüngeren tektonischen Züge erklären aber nicht das oben erwähnte Relief der Wasserscheiden. In dieser Region sanfter, alter Formen entspringen einige größere Flüsse, die in antezedentem Lauf — jeder Hebungsphase entsprechend einen Talboden hinterlassend — die den Punarand gliedernden Gebirge durchschneiden. So kann man 4, 5 Terrassen übereinander im West—Ost gestreckten Tal der Troya bis nahe ins Quellgebiet verfolgen. Und dies Tal ist es auch, an dessen Hängen — wie in den anderen antezedenten Tälern auch — sich das Relief der Punahöhen bis in die Gebiete stärkster orographischer Gliederung verfolgen läßt. Dies alte Relief ist eine Abtragungsfläche, ein Rumpf, von fast vollkommener Ebenheit. Das geht auf der Höhe der Puna daraus hervor, daß die Oberfläche unterschiedslos flach über die heterogensten Gesteine hinwegsetzt. Im Bereich der Faltung[1] kappt die Rumpffläche die Schichten der Schiefer oder Paganzosandsteine, lockerer Andesittuffe ebenso vollkommen wie Granit etc. Der Lauf der Troya zeigt an, daß der Punarumpf zur Zeit seiner Entstehung und Vollendung eine Abdachung nach Osten besaß. Und die durch wilde Durchbruchstäler festgelegte Richtung des Rio Jaguel, der ebenfalls auf der Puna entspringt, deutet auf ein ursprünglich geschlossenes Gefälle des Punarumpfes auch nach Südost. Zweifellos gehören die genannten Flüsse schon dem Punarumpf an, denn entlang ihrem Lauf ist ihre völlige Unabhängkeit von der Gesteinsstruktur zu beobachten, sei es

[1] Ich betone es, diese Abtragungsfläche ist die heutige Oberfläche der Gebirgszüge in der abflußlosen Puna, und zwar östlich der Grenzcordillere. Letztere ist nicht, wie Brackebusch in 27° S. angibt (Karte 1891), die Westcordillere, sondern der nächst östliche Gebirgszug mit dem Nevado Wheelwright, also die Cordillera de Claudio Gay.

entlang den antezedenten Strecken des Unterlaufs, die mächtige Gebirgskörper, wie die Famatinakette, durchbrechen und die breiten, tiefen Senken vermeiden, sei es in den wenig eingesenkten, weiten Tälern ihrer Quellgebiete. Verfolgt man von hier die Rumpffläche im Sinne ihrer ehemaligen Abdachung, so stellen sich auf ihr bald Schotter ein. Man nähert sich, wie es der Gefällsrichtung entsprechen muß, dem Ablagerungsgebiet des Punarumpfes. Die Schotter werden nach Osten stets mächtiger, sind in den tektonischen Senken besonders angehäuft und liegen diskordant über jung gefaltetem Gebirge[1]; es sind die Punaschotter. Den „Punarumpf" definiere ich demnach als Abtragungsfläche[2], die über gefaltetem Untergrund durchstreicht. Er ist als Ergebnis jener Abtragung anzusehen, die der jüngeren Bewegung (Faltung in der Geosynklinale) nachfolgte. Es läßt sich durch den Punarumpf und seine Schotter zeigen, daß die Bewegung eine regionale war, während die Faltung nur Teilerscheinung blieb. Hätte diese als selbständiges Phänomen gebirgsbildenden Charakter gehabt, so wäre die Abtragung (Punarumpf) auf den Faltungsbereich beschränkt geblieben. Das ist nicht der Fall. Der Punarumpf überspannte auch die pampinen Sierren, und speziell die Sierra de Fiambalá lieferte bedeutende Mengen von Material für die Punaschotter im Gebiet des heutigen Bolsons von Fiambalá. Berücksichtigen wir die große Mächtigkeit der Punaablagerungen, so bekommen wir den Eindruck von bedeutender Hebung der Cordillere und langdauernder Abtragung. Diese Tatsachen führten mich zu der Vorstellung einer ersten Hebung.

In den Punaablagerungen des Bolsons von Fiambalá läßt sich (p. 654) eine untere Sandsteinfazies nachweisen, die bei durchaus lokaler Beschränkung durch Bänder glasigen, schneeweißen, feingeschlämmten Tuffes (dacitisch?) und verkieselte

---

[1] Die Calchaquischichten sind also nach unten durch die mesozoische Diskordanz, nach oben durch die Faltungsdiskordanz begrenzt und außerdem durch das Auftreten andesitischen Materials charakterisiert.

[2] Der Grad der Abtragung wird durch den Umstand deutlich, daß in der Sierra de Fiambalá Punaschotter unmittelbar auf Kristallin liegen, während wenig westlich (Famatina) Calchaquischichten ihr diskordant Liegendes bilden.

Baumstämme ausgezeichnet ist. Die Stämme, die Herr Prof. F. Kurtz, Cordoba, liebenswürdigerweise bestimmt hat, gehören zu einer *Pityoxylon*-Art, die im Yellowstonepark[1] im mittleren Tertiär[2] bekannt ist.

Kann man auch nicht geradezu eine Parallele aufstellen, so ergibt sich doch eine ungefähre Datierung. Sind die Punasandsteine mitteltertiär, so kann die erste Hebung (Faltung in der Geosyklinale) nur ins ältere Tertiär gestellt werden und die Calchaquischichten rücken an die Wende von Kreide und Tertiär. Zusammen mit den überaus mächtigen, konkordant aufliegenden Hangendkonglomeraten gewinnt die Punaserie überraschende Ähnlichkeit mit Calchaquischichten, zumal sie petrographisch dieselbe Zusammensetzung wie diese besitzt.

Das Vorhandensein der Punasandsteine im Bereiche des Bolsons von Fiambalá ist, wie früher ausgesprochen (p. 654), ein Beweis für die Konstanz der Sedimentationsräume. Der Punarumpf ist in der Region des Bolsons von Fiambalá eingebogen. Für die folgende Darlegung behalte man im Auge, daß Abtragung an der Erosionsbasis einsetzt und nach rückwärts fortschreitet.

Die Abtragungsfläche ist also an der Erosionsbasis älter als im Gebirgsinnern. Hier dauert Abtragung fort, während an der Erosionsbasis schon Aufschüttung beginnt. Durch sie werden die alten Flächenstücke begraben und konserviert. Veränderungen, die im stets kleiner werdenden Abtragungsbezirk die Rumpfflächen betreffen, hinterlassen im Ablagerungsgebiet ihre Spuren in den Sedimenten. Die Kontinuität der Abtragung im Gefolge tektonischer Eingriffe in der Cordillere läßt im Gebirgsinnern eine Fläche entstehen, während am Gebirgsrand die Ablagerungen die Komplexität der Vorgänge enthüllen.

Am Ende der Calchaquizeit (Tabelle II, Kurvenpaar IV) bildete, wie wir annehmen müssen, die Oberfläche der Cordillere eine durch Abtragung und Aufschüttung ausgeglichene, vielleicht sanft gewellte Fläche. Die erste Hebung zerstört

[1] Geology of the Yellowstone-National Park. Geol. Survey Mongraph. 32. Part II. 1899. p. 657 et sig. F. H. Knowlton.

[2] F. H. Knowlton, l. c. p. 763.

sie, einmal durch die Faltung in der Geosynklinale und dann durch wellige Verbiegung (Bolsone mit Punasandstein als gebirgsferne Beckenfüllung). Abtragung auf den Ketten (Wellenbergen), Aufschüttung in den damaligen Bolsonen (Wellentälern) setzen ein und lassen den Punarumpf entstehen. Die Bewegung ist aber nicht abgeschlossen, sondern dauert an. Der „Punarumpf" wird verbogen. Im Bereich der Geosynklinale findet eine weitere Gliederung des Rumpfes durch wellige Einbiegung mit großer Phase statt. Andesitische Eruptionen, mit Tuffen beginnend, begleiten den Vorgang. Diese Bildungen füllen vorwiegend die entstandenen Senken aus und schaffen wieder einen orographischen Ausgleich, während die andesitischen Massen durch Fortdauern der Periode leicht gefaltet werden. Das Ergebnis sind, wie es im beigegebenen Profil, Taf. XXV (links, Westen, Bonetegegend), dargestellt worden ist, zwei Abtragungsflächen übereinander. Die eine, der ursprüngliche Punarumpf, sinkt unter die Andesitmassen ein, die andere, die heutige Oberfläche, kappt die gestörten Andesite und greift mit flachem Relief unbeeinflußt über lockere Tuffe, feste Laven, harte Gangmassive und junge Granitintrusionen hinweg. Die Fläche östlich der Andesitmulde ist also das Produkt eigentlich zweier Abtragungsphasen, zwischen denen eine Periode weitläufiger, schwacher Störung liegt. Dahin möchte ich meine Definition des Punarumpfes (p. 669) modifizieren.

Welche Teile der Punaablagerungen den Andesiten der Punahöhe (= Hochcordillere weiter im Süden) entsprechen, läßt sich noch nicht angeben, wahrscheinlich aber tiefere Horizonte, etwa die Punasandsteine. Die wellige Verbiegung, die den Rumpf im Gefolge der ersten Hebung betroffen hat, ist eine Allgemeinerscheinung, die zu stets stärkerer tektonischer Gliederung in Nord—Süd streichende Senken und Rücken führte. Dem Profil (Taf. XXV) ist das heutige Auf und Ab der Rumpffläche im West-Ost-Schnitt deutlich zu entnehmen. Tabelle II (Kurvenpaar VI) bezieht sich auf diese Vorgänge der Postpunazeit. Das Ergebnis am Ende dieser Epochen war gewiß keine ausgeglichene, einheitliche Abdachung der Anden[1] nach

[1] Eine solche ist schon wegen der Kontinuität der Bewegung kaum möglich. Diese erschwert auch so sehr die Datierung eintretender Er-

Osten und Westen. Denn, ist der Grad der Einebnung des Rumpfes auch ein vorgeschrittener, so haben sich bis jetzt doch keine Anhaltspunkte dafür ergeben, daß die entstandenen Senken ausgefüllt waren, als die zweite Hebung (siehe unten) einsetzte. Die starke Erosion in deren Gefolge hat nämlich die Ablagerungen des Punarumpfes schon zum Teil entfernt. Darum finden wir diese in großartiger Entwicklung im Bereich der heutigen Senken, an deren Rändern die Rumpffläche jeweils auftaucht, die Diskordanz der Schotter über gefaltetem Gebirge trefflich zeigend.

An der Ostseite der Famatinakette findet sich der Beweis für die wellige Verbiegung, Eintiefung des Rumpfes nach dessen Ausgestaltung. In den Punaschottern südlich Guanchin fanden sich Gerölle mit Silurfossilien, die nur dahin gelangt sein können, ehe das Famatinagebirge[1] als bedeutende Aufragung dem Transport der Punaschotter hindernd in den Weg trat, denn Silur findet sich nur im Westen davon.

Auf der Puna selbst wird die Erkenntnis von der Rumpffläche von großer Wichtigkeit, denn sie allein gestattet es, die Hunderte von Metern mächtigen Eruptivmassen zu gliedern. Von vornherein läßt sich nicht entscheiden, was älter, was jünger ist. So konnte F. v. Wolff[2] sagen, die Vulkane hätten nach Vollendung der Gebirgsbildung das Hochplateau der Anden aufgeschüttet. Dem ist nicht so.

Verfolgt man unter den gewonnenen Gesichtspunkten Profile nach Westen, so wird man eines fundamentalen Gegensatzes gewahr zwischen der westlichsten Cordillere[3] und ihren östlicheren Nachbarn. Andesit baut sie alle auf. Aber wie am Nevado Bonete geht auch über die gestörten Eruptiva im Sockel der Cordillera Claudio Gay, westlich Tres Que-

eignisse. Neuere Untersuchungen z. B. führen mich dazu, das sanfte Relief der oberen Punafläche als Beginn neuer morphologischer Phasen zu deuten, also mit der zweiten Hebung in Zusammenhang zu bringen.

[1] Die Wurzeln der Famatinakette im Norden (von der Palca an) sind allerdings stets Scheidewand zwischen Bolson von Fiambalá und Chaschuiltal gewesen, denn ihre Derivate finden sich zu beiden Seiten als gröbste Punaschotter in den genannten Senken.

[2] Dissertation. Berlin 1899.

[3] Cordillera Domeyko. Brackebuschkarte 1891 (Druckfehler: Donlyko).

bradas, und der Kette des San Francisco[1] die obere Punafläche hinweg. Dort ist orographisch nicht wahrnehmbar, wo die alte Fläche Schiefer, Paganzoschichten verläßt und Andesitlaven betritt. Letztere enthüllen also Punaalter, d. h. die Andesite liegen zwischen den beiden Teilflächen, von denen oben (p. 671) die Rede war. Dementsprechend sind die Vulkane, welche die Laven förderten, längst keine intakten Kegel mehr, sondern alpine Gipfel, jäh zerschnitten und durch Kare gekerbt. Ganz anders die Westcordillere, die trotz äußerer Ähnlichkeit (ebenmäßige Kammfläche, überragende Vulkankegel) jugendliches Gepräge hat gegenüber den eben genannten Ketten. Fast ungestört liegen ihre Tuffe und Laven; Vulkanform, freilich schon mit deutlichen Erosionsspuren, zeichnet die Eruptionszentren aus. Erreicht man über dies Gebirge die Westabdachung der Anden, so geben die tiefeinschneidenden, pazifischen Täler Aufschluß über seinen Bau. Bei Peñon (Paipotetal, Chile) (Fig. 3) sind die Falten jurassischer Kalke[2] von der Punarumpffläche gekappt; über ihm liegen diskordant zuerst dacitische Breccien und dann ganz junge Andesitlaven, deren Aufschüttungsoberfläche heute die ebenmäßige Kammlinie der Westcordillere größtenteils bedingt. Es ergibt sich daraus folgende Gliederung der Eruptivmassen der Puna:

Faltung — untere Abtragungsfläche
Andesit vom Alter Punaserie
Störung — obere Abtragungsfläche (Relief)
Dacit (Liparit—Obsidian)
Andesit jüngeren Datums bis heute.

Daß eine Abtragungsfläche von der Ausdehnung und dem Einebnungsgrad des Punarumpfes keine lokale Erscheinung sein kann, liegt auf der Hand. Schon aus diesem Grund habe ich die Darstellung hier über den Rahmen meines engeren Arbeitsgebietes ausgedehnt.

Übereinstimmungen mit anderen, entfernten Gebieten lassen sich denn auch jetzt schon feststellen. An erster Stelle

[1] Gebirgshöhe östlich von Tres Quebradas und westlich vom Chaschuiltal; vergl. Tabelle II.

[2] Oberlias — Unterdogger. (Möricke, dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX.)

wäre das durch spätere Störungen nahezu alpin gebaute Gebiet des Aconcagua zu nennen, auf das ich anläßlich der erwähnten Störungen noch einmal zurückkommen werde. W. Schiller[1] hat hier unter den „Sta. Mariaschichten“[2], Konglomeraten, die er „terciario intermedio?“ nennt, die Diskordanz gegen den gefalteten Untergrund nachgewiesen[3]. Das stimmt mit der charakteristischen Lage der Punaschotter überein, und ich zögere nicht, diese mit jenen zu identifizieren. In Neuquen kennt P. Gröber[4] eine Diskordanz über gefalteter Kreide und eine zweite über flach gefalteten Eruptivmassen (vorwiegend Andesit). Hier finden wir ein Analogon zu den p. 671 dargestellten Zügen der Puna, soweit sie der Geosynklinale angehört. Bezeichnend ist, daß in allen 3 Gebieten die auf gefaltetem Gebirge diskordant liegenden Massen von neueren Störungen[5] betroffen worden sind. Das erhöht die Berechtigung, die in Rede stehenden Schichten miteinander zu parallelisieren. Es ergibt sich also die Ausdehnung des Punarumpfes über große Teile der Cordillere, so daß die Erscheinung wohl regional genannt werden darf. Auch eine zweckmäßige Umgrenzung der Punaserie leitet sich nunmehr ab: sie beginnen mit der Diskordanz über der Faltung und schließen mit Bewegungen, durch die sie selbst gestört wurden.

Diese zuletzt genannte Bewegung ist es, die der Cordillere ihr heutiges Gepräge verleiht.

[1] La alta Cordillera de San Juan y Mendoza etc. Informe preliminar Anales Ministerio Agricultura. Seccion Geologia. 7. No. 5. Buenos Aires 1912.

[2] Nicht zu verwechseln mit den „Sta. Mariaschichten“ (Kreide, siehe p. 653), Catamarca.

[3] Vergl. l. c. Taf. XXI Fig. 22; ferner p. 42, 52—53.

[4] Mündliche Mitteilung.

[5] Zu den Punaschottern gehören vermutlich auch die sehr mächtigen Schotter im Quellgebiet des Rio Bermejo (Provinz: Salta-Jujuy), die nach H. Keidel (Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. **116**. Abt. I. 1907. p. 657) ungestört, aber von Flüssen zerschnitten (also gehoben) sein sollen; er nennt sie pliocän bis quartär. Daß Teile der Jujuyschichten Steinmann's (Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 1) den Schottern Keidel's, also den Punaschottern, entsprechen (vergl. Keidel, l. c. p. 657), dürfte nicht zu bezweifeln sein. Nach Steinmann sind sie in flache Mulden und Sättel gelegt und werden recht willkürlich diluvial genannt.

Wir haben gesehen, daß die Bolsone Einbiegungen ziemlich alter Anlage sind, daß ihre Zahl im Laufe der ersten Hebung vergrößert wurde. Diese Senken sind aber umgestaltet, d. h. vertieft worden. Am deutlichsten wird dies durch die bis 3000 m hohen Berge von Punaschottern, die — entlang der Famatinakette — aus der einstigen Punasenke herausgeschnitten sind. Das Ablagerungsgebiet des Punarumpfes ist teilweise Abtragungsbezirk geworden. Zu gleicher Zeit ist die Rumpffläche selbst auf 4000, ja 5000 m gehoben worden. Das gilt wieder für weite Strecken der Cordillere[1]. So kommt es, daß eine alte, sanft wellige Fläche in einer Region erscheint, in der wir in gemäßigten Klimaten schroffste Hochgebirgsformen erwarten würden. Im Trockengebiet jedoch arbeitet die Erosion nur langsam; in Nordwestargentinien ist jugendliches Relief nur wenig von den Rändern und den vertieften Bolsonen her ins Gebirgsinnere eingedrungen. Das hat wesentlich zur Entzifferung des Gebirgsbaues beigetragen. Weiter im Süden, schon in der San Juaniner Hochcordillere[2], wo niederschlagsreicheres Klima vorwaltet, hat dieselbe Hebung genügt, die Ketten bis über die Firngrenze zu bringen. Noch weiter südlich haben sich bei der starken Zerschneidung des Gebirges unter der Einwirkung der Niederschläge in Form fließender Wasser und Gletscher nur spärliche Reste des alten Rumpfes erhalten. Es sind darum im Süden die morphologischen Zusammenhänge so verwischt, daß sie dort bis jetzt nicht klargelegt werden konnten.

[1] H. Keidel (l. c. p. 669) erwähnt eine zerstückte alte Abdachung aus Mendoza. Später vermutet er (Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. 117. Abt. I. 1908. p. 1334) die Universalität der Burckhardt'schen Destruktionsflächen für Süd-Mendoza und Nord-Neuquen; dort sollen die erhaltenen Stücke die Falten des Untergrundes glatt abschneiden. Diese Position deutet, wie auch die der p. 1334—1335 behandelten Rümpfe Saltas, deren Lage ausdrücklich als zwischen den beiden Bewegungsphasen angegeben wird, mit Sicherheit darauf hin, daß es sich um den Punarumpf handelt. In Neuquen und Salta sollen die Flächen zerstückt, in Salta auf 4000—5000 m gehoben sein.

[2] Hochcordillere heißt südlich der Puna die Wasserscheide zwischen Atlantik und Pazifik. Sie gehört der mesozoischen Geosynklinale an.

Unter Berücksichtigung des vornehmlich vertikalen Bewegungssinnes der jüngsten tektonischen Vorgänge, die durch ihren regionalen Charakter für die gesamte Cordillere formgebend geworden sind, spreche ich von einer zweiten Hebung. Es unterliegt keinem Zweifel, daß diese ident ist mit Keidels[1] zweiter Bewegungsphase (seine „erste Phase" ist die Faltung = meiner „ersten Hebung"). Keidel hat auch für Nordwestargentinien den Vertikalcharakter der Bewegung ausgesprochen. Im Süden[2] dagegen nimmt sie das Gepräge schwacher Faltung an. Das kommt am Aconcagua zu extremem Ausdruck. W. Schiller hat hier nachgewiesen, daß die Sta. Maria- (= Puna-)schotter einige Kilometer weit von West nach Ost überschoben worden sind[3]. Nach Norden zu scheint der Seitendruck rasch nachgelassen zu haben, denn nach kurzer Strecke geht die Überschiebung in Brüche[4] über. Das ist der herrschende Störungstypus der zweiten Hebung. Auch in der Famatinakette und der weitesten Umgebung von Tinogasta fehlt in der Wirkung der zweiten Hebung die Seitenkomponente nicht. Wenig nordwestlich Tinogasta entragen den Alluvionen des Bolsons Hügel leicht gefalteter Schotter. Dieselben kommen bei Fiambalá zu bedeutender Entwicklung, und zwar liegen sie östlich vom Ort auf kristallinem Untergrund der pampinen Sierre, während sie westlich der Ansiedelung nach unten in die *Pityoxylon*-führenden Sandsteine übergehen. Es ist die typische Punaserie. Auf sie sind an steil nach Westen einfallendem Bruch die mächtigen Calchaquischichten hinaufgeschoben[5]. Der Bruch läßt sich nordwärts bis in die Breite von Fiambalá verfolgen und verliert sich hier. An seinem Ende sind die überschobenen Punasandsteine in leichte, nach Osten überschlagene Mulden und Sättel gelegt worden, gleichsam hervorquellend unter der Last der aufgeschobenen Gebirgsscholle.

[1] H. Keidel, l. c. 1907. p. 669. 673.
[2] H. Keidel, l. c. 1908. p. 1339.
[3] W. Schiller, l. c. Profil 6 auf Taf. V.
[4] W. Schiller, l. c. p. 54.
[5] Vergl. das Profil.

Es zeigt sich, daß der Bau des Bolsons im Norden und Süden erhebliche Unterschiede aufweist. Die starke Vertiefung, der überschobene Bruch fehlen im Norden. Darum war diese Partie der Senke für das Studium des ursprünglichen Verhältnisses von gefaltetem zu ungefaltetem Gebirge so günstig (p. 666); der Bolson ist als Einbiegung erhalten. An seinem Südende dagegen gewahren wir, daß die gefaltete Famatinakette auf die ungefaltete pampine Sierre (Sierra de Fiambalá) durch eine Horizontalkomponente der zweiten Hebung hinaufgeschoben worden ist[1].

Bedenkt man das bedeutende Ausmaß der Überschiebung am Aconcagua, ihren Übergang in überschobene Brüche nach Norden zu (vorherrschender Typus) und deren Auskeilen noch südlich vom Punarand, so kann man sich des Eindruckes nicht erwehren, daß die West—Ost-Komponente der zweiten Hebung in ihrer Wirksamkeit von Süd nach Nord vorschreitet. Die Puna de Atacama stellt sich demnach als altes Abtragungsgebiet dar, in dem alle älteren Strukturen (angefangen vom Paläozoicum) zur vollen Entwicklung gelangt sind, in dem auch das Vertikalausmaß der zweiten Hebung ebenso vollendet ist, wie überall in der Cordillere, in dem aber deren Begleiterscheinungen (Vertiefung der Bolsone und überschobene Brüche) nicht oder noch nicht zur Geltung gekommen sind.

In der Tat lassen sich Belege beibringen dafür, daß der Bolson von Fiambalá nach Norden zu eingetieft wird und daß dort in jüngster Zeit westlicher Seitendruck an Bedeutung gewinnt[2]. Der nördliche Teil des Bolsons ist

[1] An mehreren Senken konnte ich feststellen, daß die westliche Gebirgsscholle dort, wo eine tektonische Depression (Bolsonanlage) vorhanden war, auf die östliche Scholle hinaufgeschoben worden ist. Der Bruch liegt jeweils am Westrand der Senken. Diese sind also durch die zweite Hebung einseitig umgestaltet worden und können darum keine Gräben genannt werden. Daß solche vorkommen, soll nicht bezweifelt werden.

[2] Tatsächlich scheint die Horizontalphase der zweiten Hebung im Süden einzusetzen und von da aus größere Teile der Cordillere zu ergreifen. Etwas Analoges findet sich schon bei der Hauptfaltung (erste Hebung), deren erste Phasen im Süden ins Postneocom (Präcalchaqui) ge-

heute Erosionsbasis für eine Reihe von Gewässern, die ihm zentripetal zueilen. Das war in der Puna- (oder Postpuna-) zeit anders. Dafür legt eine schmale Schottersenke Zeugnis ab, die nahe 4000 m in der Westflanke des Tolar[1] beginnt, gegen Süden — also quer zum heutigen Flußsystem — absinkt, um bei Fiambalá unter den heutigen Bolsonboden zu tauchen. Die Flüsse folgen nicht diesem Rest einer Südabdachung[2], sondern schneiden quer durch Schotter (Punaschotter) und Furche und eilen dem Nordteil des Bolsons zu, folgen also einer jüngeren Westabdachung: es vertieft sich auch das Nordende des Bolsons von Fiambalá. Gegenüber der im ganzen Gebirge gleichmäßig vorgeschrittenen zweiten Hebung hat diese Vertiefung nur Sekundärcharakter (Tendenz zur Vergrößerung tektonischer Gliederung, vergl. erste Hebung p. 671) und spielt die Rolle eines vorbereitenden Vorganges für West—Ost-Überschiebungen auch im Norden. Diese sind ja nur der Ausgleich für eine Überspannung der Massen infolge der Vertiefung der Bolsone (Wellentäler) unter dem Einfluß tangentialen Druckes. Darin erblicken wir nichts anderes als die Wirksamkeit einer weitphasigen Faltungsbewegung im Gefolge der zweiten Hebung (Analogon: schon die erste Hebung), deren Ursache eben wieder in einem Sinken des Pazifik gesucht werden kann. Einseitige Störung der Bolsone (s. p. 677, Anm. 1) scheint die Norm zu sein. Es läßt sich aber leicht voraussehen, was in stark gestörten Gebieten oder dort, wo diese andinen Bewegungen auf Widerstand stoßen, zu erwarten wäre: Überschiebung des Bolsons durch die westlich liegende Gebirgsscholle, Faltung der Bolsonsedimente und deren Unterschiebung unter die östlich liegende Gebirgsscholle, falls diese bei aufsteigender Tendenz dem Seitendruck wegen der Entfernung vom Bewegungsursprung nicht

stellt werden (W. Schiller, l. c. p. 49, 50). Erst später ergriff sie die gesamte Geosynklinale und transgredierte nach Norden und Osten. Im Famatina z. B. fehlen alle Spuren einer Präcalchaquitaltung. P. D. Quensel (Geol.-petr. Studien in der patagonischen Cordillere. Bull. Geol. Inst. Upsala 1911. **11**. p. 28) gibt für Patagonien sogar jurassische Faltung an.

[1] In der Sierra de Fiambalá; vergl. Brackebuschkarte 1891.

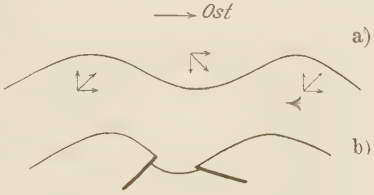
[2] Die Furche dürfte durch die starke Vertiefung des Bolsonsüdendes stärkeres Gefälle erhalten haben, als ihr ursprünglich eigen war.

mehr nachgibt[1]. Es müssen also, meiner Ansicht nach, Bilder von seitlich überschobenen Gräben entstehen (Bolsone), deren ältere Füllmassen durch den Seitendruck gefaltet werden. Die Bolsonflanken spielen gegenüber dieser orogenetischen Begleiterscheinung die Rolle eines Rahmens.

Die Orographie der pampinen Sierren wie der südlichen Puna de Atacama spiegelt die zuletzt behandelten Züge der Tektonik wider und gleicht in der Erscheinung dem Wechselspiel von Wellenberg und Wellental (Längsketten und Längsfurchen = Bolsone). Die Länge dieser stabilen Wellen (= Breite der Ketten + Breite der Senken) ist einem Durchschnittswert angenähert und dürfte von der Elastizität der derart gefalteten Gebirgsscholle abhängig sein; ihre Amplitude ist Funktion der seitlich wirkenden Kraft.

Die kleine Überschiebung von Apucangu, nordwestlich Fiambalá (Abb. 4), bestätigt die p. 678 ausgesprochene Vermutung. Sie liegt im Bereich des noch ungestört als Einbiegung erhaltenen Nordteiles des Bolsons und ist allerjüngsten Datums[2]. Der durch Punaschotter überschobene Schuttkegel ist infolge einer jungen Hebungsphase von seinen Flüssen eben angeschnitten worden, hat aber seine Gestalt als Schuttkegel noch vollkommen bewahrt. Die West—Ost-Bewegung der zweiten Hebung scheint also wirklich nach Norden zu gegen die Puna vorzuschreiten.

In diesen Tatsachen liegt der Gegensatz zwischen der Puna, die trotz ausgesprochener Vertikalgliederung (p. 667) doch ein einheitlicher Höhenkomplex, ein Block, ist, und ihren Rändern begründet, an denen der stärker differenzierten



[1] a) Zwei stabile Wellenberge (Gebirgsketten) und ein Bolson (Wellental) mit den wirksamen Kräften: der West-Ostdruck wirkt im gesamten System gleichsinnig, wird aber, der Voraussetzung gemäß, durch den Widerstand des östlicheren Wellenberges kompensiert.

b) Das Ergebnis: der überschobene Bolson; die Neigung der Brüche ist willkürlich übertrieben.

[2] Hierher gehören auch zahlreiche, sehr flach liegende Überschiebungen innerhalb der Punaserie selbst (z. B. in der Umgebung des Rio Guanchin).

tektonischen eine verschärfte orographische Gliederung entspricht. Was die Puna befähigt, den Sekundärbewegungen der zweiten Hebung — und nur diesen — größeren Widerstand entgegenzustellen, läßt sich noch nicht angeben. Diese Frage ist aufs innigste verknüpft mit der Entstehung der Puna.

Für eine Beurteilung der Abtragungsformen im Gefolge der zweiten Hebung ist die Erkenntnis von Wichtigkeit, daß diese in vielen Phasen vor sich ging und heute noch andauert. Einer der frühen Phasen folgte eine beträchtliche Ruhepause. Durch sie sind die Punaschotter überhaupt erst angeschnitten worden (p. 675). Es sind Berge entstanden, die bemerkenswert rundliche Formen aufweisen. Geschlossene Hügel, breite, ausgeglichene Täler: ein Mittelgebirge. Dasselbe Relief kam in den Felsenmassen der Gebirge zur Ausgestaltung, wohl nur durch Vertiefung des sanften Reliefs der oberen Punafläche. Die Famatinakette zeigt (wie auch die Sierra de Fiambalá) auf ihrem Scheitel diese Hügellandschaft, in der trotz erheblicher Steilheit der Böschungen Felspartien fast ganz zurücktreten. Man muß aber diese oft schwer zugänglichen Höhen durchstreift haben, um die von unten flach aussehende Kammlinie nicht mit dem Punarumpf zu verwechseln. Dort oben aber kann man sehen, daß Punaschotter organisch zu dem Mittelgebirge gehören, daß dessen flache Täler bis in den Untergrund der Punaschotter eingesenkt sind. Das Relief steht in schärfstem Kontrast zu den jähen Gebirgshängen, den tiefen, schluchtartigen Tälern jüngerer Entstehung. Nennt man den Punarumpf Relief 1, so wäre das Hügelland der den Bolson umklammernden Gebirge mit Relief 2 zu bezeichnen. Die späteren Phasen der zweiten Hebung, in ihrer Summe eine beträchtliche Vertikalverschiebung ausmachend, inaugurierten kräftige Neubelebung der Erosion und schufen das heutige Relief 3.

Dank dem Umstand, daß wir uns im Trockengebiet befinden, sind alle drei Oberflächenstadien heute nebeneinander vorhanden. Seit der Punazeit reichte keine Abtragungsperiode aus, die von den Gebirgsrändern und von den antezedenten Flüssen her langsam ins Innere zurückschreitende Erosion bis in die zentralsten Gebiete dringen zu lassen. Die Ver-

teilung der Reliefstücke ist derart, daß der Punarumpf in einiger Entfernung von den antezedenten Flüssen (also vor allem im abflußlosen Gebiet) die weite, kaum gewellte Oberfläche der zentralen Gebirgshöhen bildet. Die genannten Flüsse, weit im Innern entspringend, stammen aus hügeligen Gegenden mit Relief 2, das in den Gebieten ihres Unterlaufs nur in flußfernen Gipfelregionen erhalten geblieben ist. Enge, jugendliche Durchbruchstäler, steile, felsige Gebirgshänge, badlands, zerschnittene Talböden, Schuttkegel, Terassen in mehreren Stufen übereinander zeichnen die flußnahen Gebiete des Punarandes aus. Es ist das heutige Relief 3, das in niederschlagsreicheren Gegenden der Cordillere allein herrscht. Ich fasse zusammen: die Kontinuität tektonischer Vorgänge in den Anden zieht die Kontinuität der Abtragung und Aufschüttung nach sich. Vertikalbewegung beeinflußt das Gebirge als Ganzes. Die Wirksamkeit der sekundären Horizontalphasen, die zur Gliederung in stabile Wellen führt, bringt es mit sich, daß Abtragung und Aufschüttung auch im Inneren des Gebirges auf getrennte, konstante Räume beschränkt bleiben. Die Ablagerungen in den Wellentälern (Bolsonen) enthüllen die Komplexität der Vorgänge, die in ihrer Aufeinanderfolge auf den Wellenbergen (Gebirgsketten) nur eine Oberfläche, ein Relief zum Ergebnis hatten.

Die vorstehenden Ausführungen über die Tektonik der Cordillere liefern auch einige Gesichtspunkte für das Verständnis des Vulkanismus. Auffällig ist die Tatsache, daß in der Puna vor und nach Herausbildung des Punarumpfes (der oberen Abtragungsfläche, p. 671) vermutlich in nie unterbrochener Folge Laven von andesitischer Zusammensetzung gefördert wurden, während im Osten und Süden von ihr, z. B. in der Famatinakette, synchron Granitintrusionen erfolgten (Andengranite). Form und Chemismus vulkanischer Vorgänge sind durchgreifend nach Gebieten gesondert[1].

[1] Der Karte von Brackebusch (1891) ist zu entnehmen, daß auf chilenischem Gebiet in der Geosynklinale wieder eine Zone von Granitintrusionen auftritt, welche die zentrale Andesitzone (vulkanisch) der Puna gegen Norden begleitet, derart, daß ihr Auftreten nach Räumen getrennt erscheint.

Hält man an der Anschauung Dalys[1] fest, daß Magmen von andesitischer und basaltischer Zusammensetzung Fremdlinge unter den Gesteinen der Erdkruste sind, d. h. aus unbekannten Tiefen des Erdinnern stammen, während granitisch-liparitische Massen wegen ihres übereinstimmenden Chemismus mit der salischen Erdkruste aus deren Aufschmelzung hervorgegangen sind, so ergibt sich in unserem Falle eine gut verständliche Erklärung für das oben skizzierte Problem. Danach stelle ich mir vor, daß der sinkende Pazifik jene Porphyrit-Andesit-Magmen aufpreßte, während unter den aufsteigenden Antiklinalen der epirogenetischen Bewegungen Druckerleichterung und im Gefolge davon Aufschmelzung Platz griff. Zwei große Magmaherde sind auf diese Weise entstanden, der andesitische direkt durch Hydrostatik, der granitisch-liparitische indirekt durch die Bewegung der Cordillere.

Die Geosynklinale vertieft sich, preßt auf den Andesitherd: ständige Eruption wird ausgelöst, die mesozoische Porphyritserie entsteht. Zu gleicher Zeit steigen die östlich angrenzenden Gebiete: Aufschmelzung erfolgt. Teilphasen der Bewegung legen die steigende Scholle in weite Wellen. Jede synklinale Einbiegung hat im Bereich des Andesitherdes Vulkanismus auf den benachbarten Wellenbergen zur Folge, im Gebiet des Aufschmelzungsherdes Intrusion (Felsite p. 649).

Erste Hebung: die Geosynklinale steigt, granitische Aufschmelzung findet jetzt auch hier in ihrem kristallinen Untergrund (dritter Herd) statt. Die wellige Verbiegung der Gebirgsscholle in der Folge der ersten Hebung führt konsequenterweise wieder zu Intrusion über den Granitherden, zu Effusion über dem gasreichen Andesitherd.

Die Abhängigkeit des Vulkanismus von der Tektonik[2] äußert sich prägnant in der reihenweisen Anordnung vulkanischer Zentren von Nord nach Süd auf den Gebirgsrücken

[1] R. A. Daly, The nature of volcanic action. Proc. Amer. Ac. of Arts and Sciences. **47**. No. 3.

[2] Diese hat schon G. Steinmann ausgesprochen (Gebirgsbildung und Massengesteine in der Cordillere Südamerikas. Geol. Rundschau. 1. Heft 1—3. p. 13. 1910).

(Wellenbergen) der Puna, andererseits in der Beschränkung der jungen Granitintrusionen ebenfalls auf die steigenden Schollen (pampinen Sierren). So stecken in der Sierra Narvaez (Famatinakette) nicht weniger als 7 Intrusivkörper (p. 656) mit trefflich erhaltenen Mantelsedimenten ineinander, während in den Bolsonen, auch dort, wo ihr Untergrund erschlossen ist, niemals junge Intrusionen nachgewiesen werden konnten.

Zwingender wird diese Abhängigkeit noch durch die Möglichkeit, bestimmte Glieder der Eruptivreihen in weit voneinander entfernten Gebieten zeitlich zu parallelisieren.

	Famatinakette	Puna, westlich Chaschuil	Aconcagua [1]	Neuquen [2]
Präcalchaqui	Hornblendeandesitgerölle in Calchaquischichten Felsit [3]	—	Melaphyr	Hornblendeandesitgänge
Calchaquizeit	Hornblendeandesitgänge	Faltung, untere Abtragungsfläche		
Punazeit	Andengranit Dacittuffbänder des Punasandsteins	Andesiteffusion Porphyritandesitgänge	Porphyrit-Andesitserie	Andesitstöcke Andesiteffusion
		Obere Abtragungsfläche		
Postpunazeit	Andengranit	Daciteffusion (Liparit)	Trachyt-Dacit-Andesit	Basalt I mit weißen Tuffen Trachytstöcke Trachyteffusion
		Zweite Hebung		
subrezent bis rezent	Andengranit in Punaschottern	Andesitvulkane der Westcordillere Subrezente Andesitvulkane		Basalt II Andesiteffusion Basaltlaven

Es ist zweifellos, daß die Förderung andesitischen Magmas im Laufe der Zeit bedeutend nachgelassen hat und

[1] W. Schiller, l. c.

[2] P. Gröber, mündliche Mitteilung.

[3] Vergl. p. 649.

daß der heutige Vulkanismus der Anden nur ein matter Widerschein früherer Tätigkeit ist. Es macht den Eindruck, als erschöpfe sich im andesitischen Herd Wärme, Gasvorrat oder Material, nachdem jede Bewegungsphase Magma aus ihm gepreßt hat. Aufschmelzung dagegen kann weiterhin bei jeder Hebung erfolgen; es ist ein Prozeß, der sich nicht erschöpfen kann, solange tektonische Vertikalverschiebung stattfindet (vorausgesetzt die Richtigkeit der p. 682 ausgesprochenen Konzeption). Die Dacit-, Liparit-, Obsidianergüsse der Puna halte ich ebenso für Aufschmelzungsprodukte im Bereich des erschöpften oder erstarrten Andesitherdes wie auch die Intrusion von Granit im Andesitsockel des Bonete (Profil), beides Derivate des kristallinen Untergrundes.

Buenos Aires, Mai 1914.

Tafel-Erklärungen.

Tafel XXVI.

Fig. 1. Präcalchaquirumpf an der Mine San Salvador (Catamarca); im Granit (links) ausgewitterte Klüfte, rechts Calchaquisandsteine.

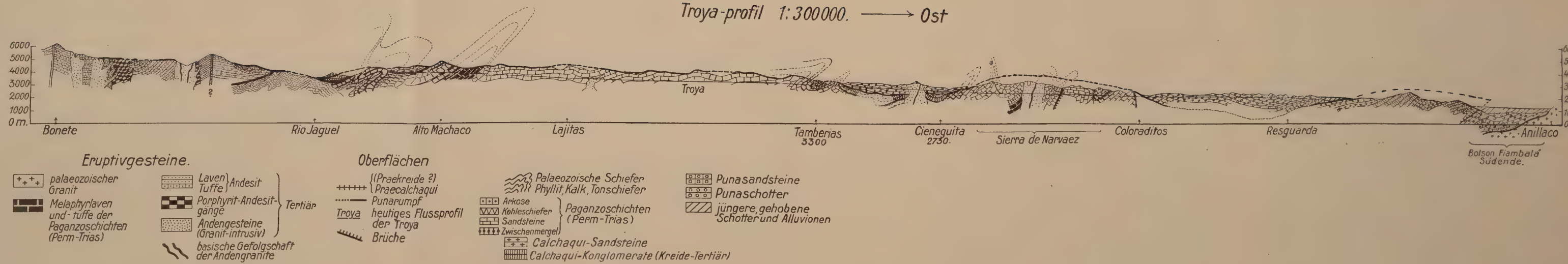
„ 2. Blick über den Bolson von Fiambalá nach Westen auf die Famatinakette (der Rücken rechts die 5200 m hohe Palca).

Tafel XXVII.

Fig. 3. Blick über das Paipotetal bei Peñon nach Norden (Westcordillere), gefaltete Jurakalke, vom Punarumpf gekappt und von Dacit (hell) und Andesit (dunkel) diskordant überlagert.

„ 4. Überschiebung von Apucangú. Blick nach Norden. Punaschotter (links) über Schottern eines rezenten, eben angeschnittenen Schuttkegels (dunkel rechts).

Cordillera Domeyko
Cordillera Claudio Gay
Volcan Copiapó
Mariquina
Cordillera de Fiambalá
Cordillera Nevada
Cordillera de Famatina
Sierra Velasco
Bolson von Andalgalá
Bolson von Nonogasta
Sierra Negra
Laguna Blanca
Río Jagüel
Río Trapiche
Río Salado
Río Abaucan
Río Colorado
Río Bermejo
Río Amarillo
Río Guandacol
Río Vinchina
Río Huaco
Río Jachal
Río Blanco
Río Mendoza
Río Tupungato
Río Diamante
Río Atuel
Río Grande
Río Salado
Río Chadileuvú
Río Curacó
Río Colorado
Río Negro
Río Chubut
Río Senguerr
Río Deseado
Río Santa Cruz
Río Gallegos
Río Chico
Río Coig
Río Turbio
Río Gallegos
Río Chico
Río Coig
Río Turbio
Río Gallegos
Río Chico
Río Coig
Río Turbio



W. Penck: Hauptzüge im Bau des Südrandes der Puna de Atacama (Cordilleren Nordwestargentiniens).

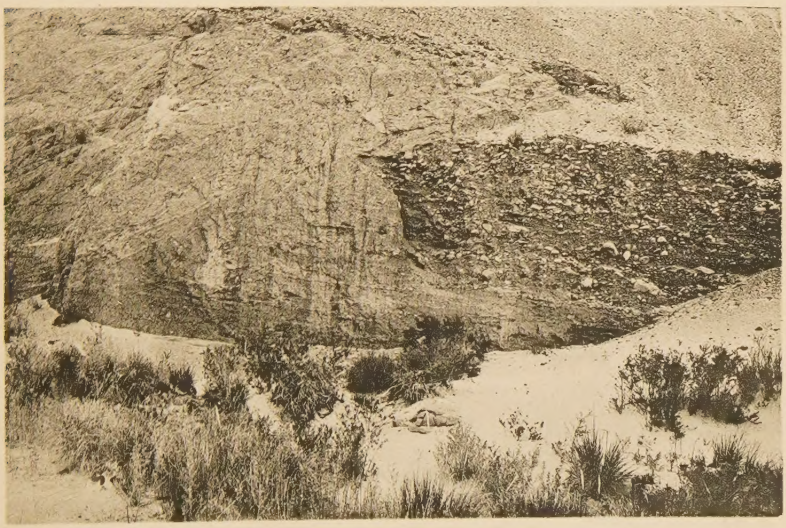
1.

2.

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

W. Penck: Hauptzüge im Bau des Südrandes der Puna de Atacama.

3.



4.

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

W. Penck: Hauptzüge im Bau des Südrandes der Puna de Atacama.

Druck von Carl Grüninger, Stuttgart.